

کاربرد لایه‌های پرفسیل در تفسیر چینه‌نگاری سکانسی سازند آیتامیر در ناودیس‌های شیخ و بی‌بهره - باختر کپه داغ

محمود شرفی^۱، اسداله محبوبی^{۲*}، رضا موسوی حرمی^۳ و مهدی نجفی^۴

۱- دانشجوی دکتری رسوب‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۳- استاد گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۴- دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ دریافت: ۸۷/۱۰/۳

تاریخ پذیرش: ۸۹/۳/۱۰

چکیده

یکی از واحدهای چینه‌شناسی حوضه رسوبی کپه داغ سازند آیتامیر به سن آلبین - سنومانین است. سازند آیتامیر شامل ماسه سنگ گلوکونیتی دانه ریز، سیلتستون، شیل و سنگ‌های کربناتی است. این سازند در چهار برش شیخ و سرخزو در ناودیس شیخ و برش گدگانلو و پسکوه در ناودیس بی بهره مطالعه شده است. سازند آیتامیر در برش‌های مورد مطالعه دارای افق‌های پرفسیل یا تجمعات فسیلی است. بر اساس اختلافات در ویژگی‌های چینه‌شناسی، رسوب‌شناسی، دیرینه‌شناسی و تافونومی سه نوع تجمع فسیلی شناسایی شده است. این سه نوع تجمع فسیلی در موقعیت‌های مشخص در توالی رسوبی قرار دارند. تجمع فسیلی با محتوای جانوری غالباً آمونیت (افق S3) در مرحله اولیه TST دارای پوسته‌های کاملاً به هم ریخته، خرد و ساییده شده با آرایش بی‌نظم است که بر روی یک سطح فرسایشی مشخص قرار گرفته است که نشان دهنده جابجایی رسوبات قبلی و ته‌نشینی در یک محیط کولابی (لاگونی) است. مجموعه فسیلی قرار گرفته در راس TST (افق‌های P5، S1، S2، G1، G3، G4، P4، P2) به عنوان Hiatal concentration یا condensed backlap shellbed در نظر گرفته شده است. از جمله ویژگی‌های این مجموعه درصد بالای پوسته‌های سالم و کامل، درجه پایین خرد شدگی و ساییدگی، جور شدگی ضعیف و تنوع فسیلی بالا است. این نوع تجمعات فسیلی در طی زمان آهنگ بالای تولید پوسته‌های زیست زاد و آهنگ پایین رسوب گذاری در یک موقعیت دور از ساحل تشکیل شده است. تجمعات فسیلی انتهای دسته رخساره HST (toplap shellbed) (G2 و P3) به عنوان مجموعه‌های تکرار شونده معرفی می‌شوند. ویژگی‌های تافونومی این نوع تجمعات، بسیار شبیه به انواع مرحله ابتدایی TST است. یک ویژگی شاخص برای تمایز این دو نوع تجمع فسیلی، گسترش جانبی است به گونه‌ای که مجموعه مربوط به TST معمولاً به صورت لایه مشاهده می‌شود، در صورتی که مجموعه انتهایی HST به صورت عدسی شکل، تجمع بخشی و یا سنگ فرش است.

واژه‌های کلیدی: آیتامیر، آلبین - سنومانین، افق پرفسیل، چینه‌نگاری توالی (سکانسی)

مقدمه

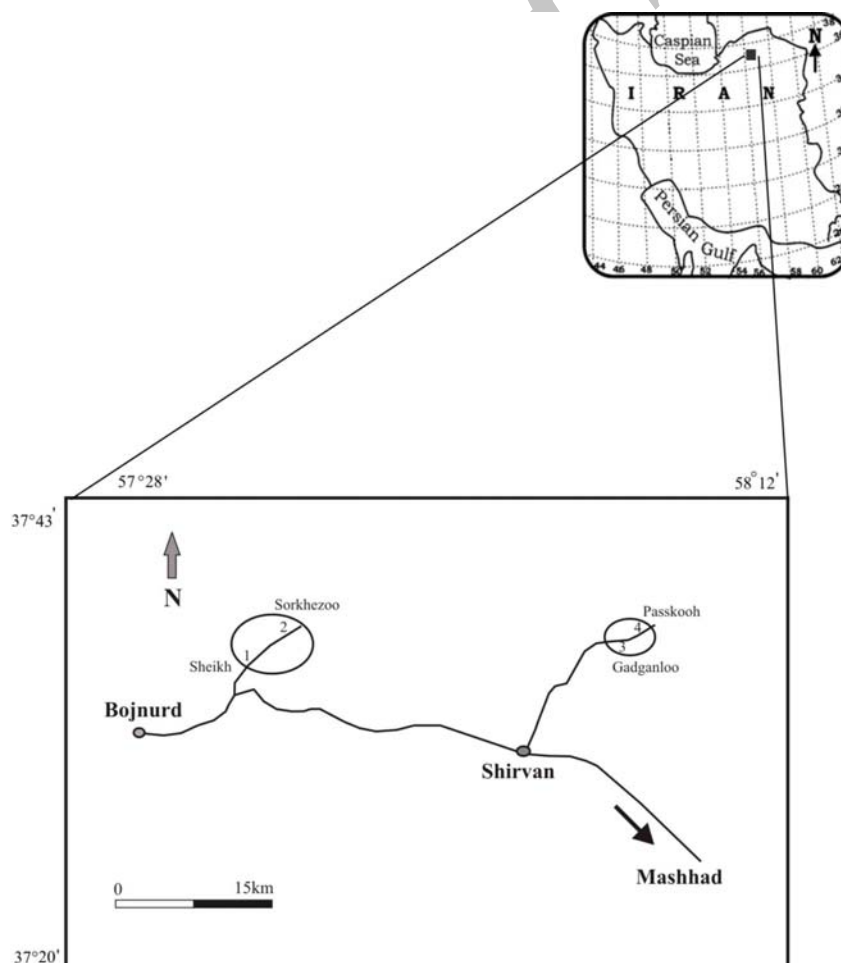
سازند آیتامیر از شمال خاور حوضه رسوبی کپه داغ تا ۷۰ کیلومتری شمال خاور گنبد کاووس (محل برش نمونه) با ضخامت‌های متفاوت که از خاور به باختر ضخیم‌تر می‌شود، گسترش دارد. این سازند در بخش زیرین از ماسه سنگ‌های گلوکونیتی و شیل و در بخش بالایی از شیل همراه با لایه‌های نازک ماسه سنگ گلوکونیتی تشکیل شده است. افزون بر این، سازند آیتامیر دارای چندین افق پرفسیل با محتوای جانوری مختلف است. لایه‌های پرفسیل^۱ توسط Kidwell (1991) به عنوان تمرکز فسیل‌های بی‌مهرگان بزرگ تر از ۲ میلی‌متر تعریف شده است. نقش این افق‌ها یا به عبارت دقیق‌تر تجمعات فسیلی^۲ به عنوان شاخص تغییرات نسبی سطح آب دریا در توالی‌های رسوبی در دهه‌های اخیر مورد توجه زیادی قرار گرفته است (Fürsich and Pandy, 2003). همچنین با توجه به موقعیت افق‌های پرفسیل در حوضه‌های رسوبی، شواهد خوبی برای تفسیر چینه‌نگاری سکانشی به شمار می‌آیند (Cantalamesa et al., 2005). فرایندهایی مانند امواج و جریان‌ها، آهنگ رسوب‌گذاری، عوامل زیست‌شناختی و آشفستگی زیستی در تشکیل این افق‌های پرفسیل نقش عمده‌ای

دارند. در صورتی که انحلال دیاژنتیکی عناصر اسکلتی آراگونیتی و فرسایش زیستی باعث از بین رفتن این افق‌ها می‌شوند (Fürsich and Pandy, 2003).

هدف از این تحقیق، مطالعه ویژگی‌های تافونومی، رسوب‌شناختی و چینه‌نگاری افق‌های پرفسیل سازند آیتامیر است تا بتوان فرایندهای تهنشینی را تفسیر کرده و از این راه ارتباط این افق‌ها را با چینه‌نگاری سکانشی مشخص کرد.

روش مطالعه

در این مطالعه، چهار برش چینه‌شناسی به نام‌های شیخ و سرخزو در ناودیس شیخ و گدگانلو و پسکوه ناودیس بی‌بهره اندازه‌گیری و برداشت شده است (شکل ۱). ۱۰۲ مقطع نازک و ۳۰ نمونه گل سنگ برای تعیین رخساره‌های سنگی به روش Folk (1980) و Embry and Klovan (1971) نامگذاری شده‌اند. تغییرات جانبی و قائم رخساره‌های رسوبی به همراه اثرات فسیلی برای تفسیر محیط رسوبی به کار گرفته شده است. تجمعات فسیلی بر اساس روش Kidwell (1991) رده‌بندی شده است. از این رو، ویژگی‌هایی همچون ویژگی‌های چینه‌شناختی (شامل ضخامت، گسترش



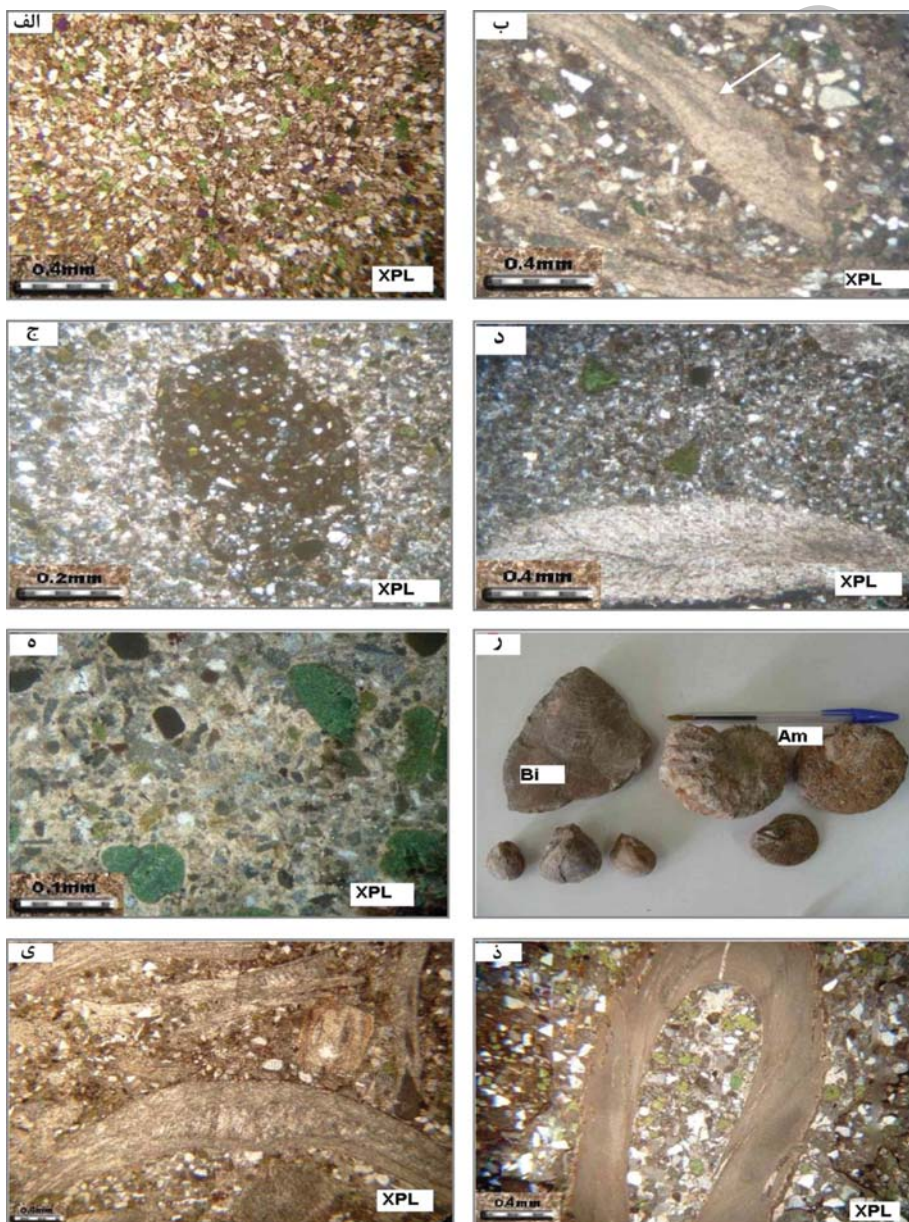
شکل ۱- نقشه موقعیت برش‌های مورد مطالعه سازند آیتامیر

- 1-Shell beds
- 2-Shell concentration

رخساره‌های سنگی

رسوبات سازند آیتامیر در برش‌های مورد مطالعه، به طور کلی به دو مجموعه رخساره‌ای سیلیسی آواری و کربناتی تقسیم شده است (جدول ۱). مجموعه رخساره‌ای کربناتی (C) بر اساس اجزای فسیلی تشکیل‌دهنده، شامل سه رخساره C_1 ، C_2 و C_3 است (شکل ۲). مجموعه رخساره‌ای سیلیسی آواری نیز به دو رخساره ماسه سنگ و گل سنگ تقسیم شده است. ماسه سنگ‌ها (A) از زیر رخساره A_1 (ماسه سنگ گلوکونیتی دانه ریز - متوسط با ساختار لایه‌بندی مورب تراف (شکل ۳) و لامیناسیون مورب) و زیر رخساره A_2 (ماسه سنگ گلوکونیتی دانه ریز - متوسط، توده‌ای، دارای خرده‌های فسیلی ایسترا، دوکفه‌ای‌های دیگر و هتروهلیکس)

جانبی، شکل هندسی، همبری چینه‌شناسی، همراهی با سطوح مهم و موقعیت در توالی رسوبی؛ رسوب‌شناسی (شامل جورشدگی، آرایش پوسته‌های فسیلی، نوع زمینه، ساختارهای رسوبی زیست زاد و فیزیکی همراه)؛ دیرینه‌شناسی (شامل ترکیب تاکسونومی و کانی‌شناسی اولیه) و تافونومی (شامل جهت‌گیری، خردشدگی، سایش، به هم ریختگی، فرسایش زیستی) مد نظر بوده است. در این مطالعه از مفاهیم ارائه شده توسط مولفان مختلف برای تعیین مرز توالی، توالی‌های رسوبی، پاراسکانس‌ها، مجموعه پاراسکانس‌ها و دسته رخساره‌ها (Van Wagoner et al., 1988; Emery and Myers, 1996; Coe, 2003; Catuneanu, 2003, 2006; Ammot, 2007) برای تحلیل چینه‌نگاری سکانشی استفاده شده است.



شکل ۲- الف: زیر رخساره A_1 ماسه سنگ بدون فسیل؛ ب: زیر رخساره A_2 ماسه سنگ فسیل‌دار (ایسترا)؛ ج: زیر رخساره $B_{2,2}$ سیلستون گلوکونیت‌دار؛ د: زیر رخساره $B_{2,3}$ سیلستون گلوکونیت و فسیل‌دار؛ ه: زمینه رخساره C_1 ماسه سنگ گلوکونیت‌دار؛ ز: جانوران غالب در رخساره C_1 -Am: آمونیت - Bi: دوکفه‌ای؛ ی: رخساره C_3 ردستون ماسه‌ای حاوی دو کفه‌ای؛ ذ: رخساره C_2 ردستون ماسه‌ای حاوی آمونیت.

جدول ۱- خلاصه ویژگی‌های رخساره‌های سنگی سازند آیتامیر و محیط تشکیل آنها در ناحیه مورد مطالعه.

Facies association	Facies	Sub-facies	Lithology	Color	Sedimentary, Bio Structures	Component	Depositional environment	
FA ₁ (Siliciclastic)	Sandstone (A)	A ₁	Thin-bedded very fine to medium sandstone	Green, green-yellow	Trough cross stratification, cross lamination, Ophiomorpha, Thalassinoides, low bioturbated.	Glauconite	Barrier	
		A ₂	Thick-bedded very fine to medium sandstone	Green, green-yellow	Ophiomorpha, Thalassinoides, largely heavily bioturbated.	Oyster, other bivalves, gastropods, glauconite	Shoreface	
		B ₁₋₁	Fissile Shale	Green Grey		Heterohelix, Bivalve, glauconite	Marine	
		B ₁₋₂	Shale	Grey		No or very little glauconite	Lagoon	
		B ₁₋₃	Sandy shale	Grey		very little glauconite	Lower shoreface	
		B ₂₋₁	Siltstone	Green, green-grey		Ophiomorpha	Oyster, other bivalves, foram, Glauconite	Marine
	FA ₂ (Carbonate)	C ₁	B ₂₋₂	Siltstone	Grey			Lagoon
				Thin-medium bedded Sandy limestones	Brown	heavily bioturbated	Ammonite, oyster, other bivalve, (accessory: gastropods, belemnite, teeth fish, annelid worm), abundant glauconite	Marine
		C ₂		Thin-medium bedded Sandy limestones	Red-brown	Bioturbation	Ammonite, bivalve, (accessory: gastropods, annelid worm, calcisphier, heterohelix, glauconite)	Lagoon
				Thin-medium bedded Sandy limestones	Green-bricky	Thalassinoides, heavily bioturbated	Oyster, other bivalve, (accessory: gastropods, foram), abundant glauconite	Marine
		C ₃						



شکل ۳- لایه‌بندی مورب ترف در ماسه سنگ‌های (زیر رخساره A_1) برش سرخزو سازند آیتامیر.

گلوکونیت‌ها هستند که در محیط‌های کولابی این شرایط فراهم نمی‌شود (Amorosi and Centinio, 1997; Diaz et al., 2002; Chafetz, 2007; Chang et al., 2008).

زیر رخساره دیگری که در این محیط قرار می‌گیرد، شامل سیلتستون‌های سبز تا نخودی رنگ است (B_{2-1}). این سیلتستون‌ها فاقد هر گونه خرده فسیلی و حاوی مقادیر بسیار اندک گلوکونیت به صورت نو ظهور هستند. با توجه به این اختصاصات، این رسوبات می‌توانند در شرایط محیطی آرام با چرخش کم آب بر جای گذاشته شده باشند (Amorosi and Centinio, 1997; Diaz et al., 2002).

رخساره C_2 ، رودستون ماسه‌ای دارای آمونیت (آناهوپلیتس و مانند سراس)، مقدار کمی کرم حلقوی، شکم پایان، کلسی اسفر و روزن داران پلاژیک (هتروهلکس) (شکل ۲) نیز در محیط کولابی تشکیل شده است. زمینه این رخساره از ذرات آواری (۱۰-۱۵ درصد) در حد ماسه متوسط دانه در زمینه‌ای از گل تشکیل شده است. این رخساره با تنوع کم اجزاء اسکلتی و مخلوط آواری‌های در اندازه ماسه و گل، در یک محیط کولابی بر جای گذاشته شده است و ماسه‌های گردشده، به احتمال زیاد از بخش پرنرژی ساحلی حمل شده‌اند. در ضمن، حضور آمونیت‌های دریای باز با شوری نرمال (Wilmsen et al., 2005; Parras and Casadio, 2005; Jank et al., 2006) کمی کلسی اسفر، روزن داران پلاژیک و گلوکونیت نشان می‌دهد که محیط کولابی تحت تاثیر امواج و احتمالاً جریان‌های حاصل از توفان با دریای باز در ارتباط بوده است.

محیط سدی

زیر رخساره A_1 که شامل ماسه سنگ‌های دانه ریز تا متوسط با لایه‌بندی مورب ترف (شکل ۳) و لامیناسیون افقی است، در این محیط تشکیل شده‌اند (شکل ۴). نبود رس در زمینه این ماسه سنگ‌ها و جورشدگی متوسط تا خوب و دانه‌های با گردشدگی

تشکیل شده است (شکل ۲). رخساره گل سنگ (B) نیز بر اساس اندازه دانه‌ها، حضور یا عدم حضور گلوکونیت، خرده‌های فسیلی و اثرات فسیلی به پنج زیر رخساره تقسیم می‌شوند (جدول ۱).

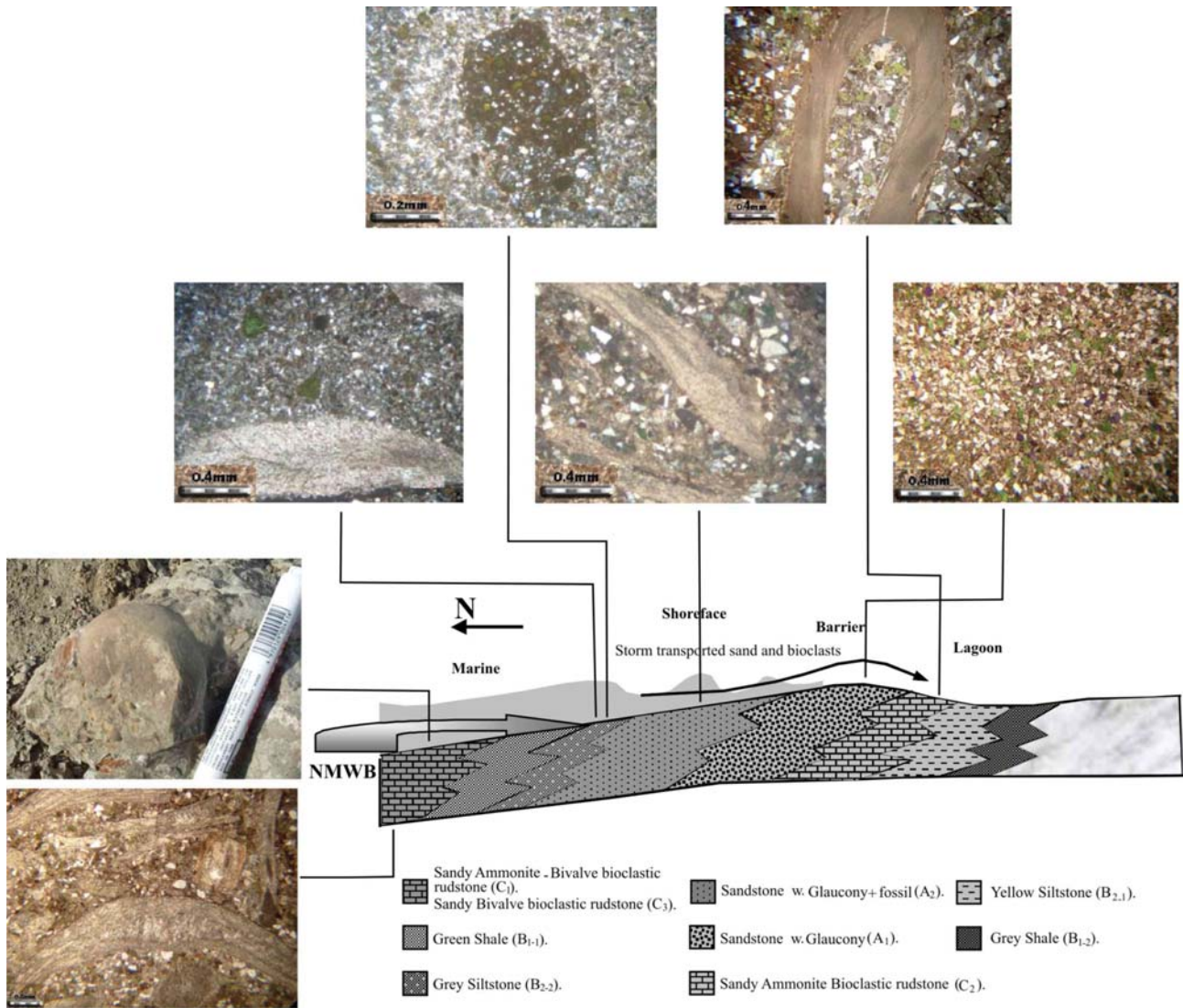
زیر رخساره B_{1-1} ، شیل گلاکونیتی سبز رنگ، متورق، دارای خرده‌های فسیلی هتروهلکس و دو کفه ای؛ زیر رخساره B_{1-2} ، شیل خاکستری رنگ، فاقد خرده‌های فسیلی و دارای مقادیر بسیار اندک یا فاقد گلوکونیت؛ زیر رخساره B_{1-3} ، شیل ماسه‌ای خاکستری رنگ، حاوی خرده‌های فسیلی پلاژیک (عمدتاً روزنداران نوع هتروهلکس) و مقادیر اندک گلوکونیت؛ زیر رخساره B_{2-1} ، سیلتستون گلوکونیتی سبز رنگ، دارای خرده‌های فسیلی ایسترا و دو کفه‌ای‌های دیگر، هتروهلکس و اثرات فسیلی افومورفا؛ زیر رخساره B_{2-2} ، سیلتستون خاکستری رنگ، فاقد خرده‌های فسیلی و گلوکونیت یا مقادیر بسیار اندک است.

محیط رسوب‌گذاری

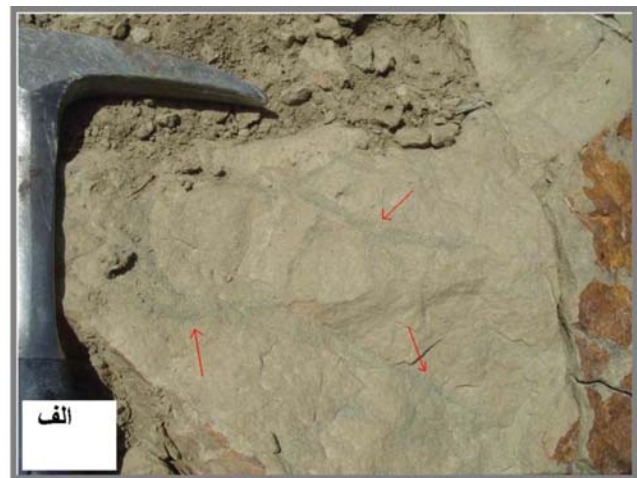
بر اساس مشاهدات صحرائی و مطالعات سنگ‌نگاری، این واحدهای سنگی در زیر محیط‌های کولابی، حاشیه ساحلی، سدی و دریای باز نهشته شده‌اند (جدول ۱).

محیط کولابی (لاگونی)

زیر رخساره B_{1-2} که از شیل‌های خاکستری رنگ حاوی پولک‌های ژپس تشکیل شده است (جدول ۱) نشان‌دهنده محیط رسوب‌گذاری کم انرژی، کم عمق و درجه شوری نسبتاً بالا است. شوری بالا و میزان اکسیژن متغیر منجر به کاهش میزان موجودات در محیط کولابی شده است. در این شیل‌ها گلوکونیت به میزان بسیار اندک و غالباً به صورت نو ظهور (گلوکونیت‌های با رنگ سبز رنگ پریده تا زرد رنگ) وجود دارد که این به دلیل نبود شرایط لازم برای تشکیل گلوکونیت است. شوری عادی، چرخش کافی آب برای تامین یون‌های آهن و پتاسیم و همچنین وجود بستر مناسب از رسوبات، از جمله شرایط لازم برای تشکیل



شکل ۴- مدل رسوبی مخلوط سیلیسی آواری - کربناتی سازند آیتامیر در باختر حوضه رسوبی کپه داغ.



شکل ۵- اثرات فسیلی موجود در سازند آیتامیر الف) تالاسینوئید در سطح افق پرفسیل P₅; ب) افیومورفا در زیر رخساره A₂.

مورب تراف قرار می‌گیرد. وجود این شواهد نشان‌دهنده موقعیت حاشیه ساحلی تحت تاثیر امواج است که در مجموعه سدی بر جای گذاشته شده است (Uroza and Steel, 2008).

محیط حاشیه ساحل

زیر رخساره A_2 که از ماسه سنگ‌های گلوکونیتی حاوی خرده‌های فسیلی روزن داران پلاژیک و دوکفه‌ای تشکیل شده و دارای جورشدگی ضعیف است، در محیط دریایی کم عمق نهشته شده‌اند (Amorosi, 1997; Chafetz, 2007; Chang et al., 2008). این زیر رخساره نیز به مانند زیر رخساره A_1 دارای اثرات فسیلی افیومورفا و تالاسینوئید است (شکل ۵) که ته‌نشینی در محیط حاشیه ساحل را تایید می‌کند. (Fürsich et al., 2006; Uroza and Steel, 2008). رسوبات دیگری که در این محیط قرار می‌گیرند شیل‌های ماسه‌ای (B_{1-3}) هستند که در محیط کم عمق‌تری نسبت به شیل‌های سبز نهشته شده‌اند. این شیل‌ها دارای خرده‌های فسیلی پلاژیک مانند هتروهلکس و همچنین خرده‌های

متوسط می‌تواند دلیلی بر تشکیل این زیر رخساره در یک محیط پر انرژی در دریای کم عمق باشد. حضور دانه‌های سبز گلوکونیت در این ماسه سنگ‌ها از نوع درجازا است (عاشوری و همکاران ۱۳۸۸ و ۱۳۸۹) که از محیط‌های دریایی کم عمق پرانرژی نیز گزارش شده‌اند (Varol et al. 2000; Chafetz and Reid, 2000). دلیل دیگری بر تشکیل این ماسه سنگ‌ها در محیط دریایی کم عمق پر انرژی است. از شواهد دیگری که برای ارتباط این رخساره با محیط دریایی کم عمق پرانرژی به آن استناد شده است حضور اثرات فسیلی عمودی مانند افیومورفا و همچنین تالاسینوئید است که مؤید محیط حاشیه ساحلی^۱ و ساحل^۲ هستند که تحت تاثیر موجودات حفار ایجاد شده‌اند (شکل ۵) (Pedersen and Bromley, 2006; Fürsich et al., 2006; Taylor et al., 2003). چنانچه ذکر شد، در این ماسه سنگ‌ها لایه‌بندی مورب تراف (شکل ۳) و لامیناسیون افقی تا لامیناسیون مورب با زاویه کم وجود دارد که معمولاً لامیناسیون افقی بر روی طبقه‌بندی



شکل ۶- الف) نمای نزدیک از افق پرفسیل S_3 در راس سازند آیتامیر در برش سرخزو؛ ب) تصویر افق S_3 که بر روی سطح فرسایشی قرار گرفته است (RS) یا Ravinement surface: سطح فرسایشی حاصل از پیشروی دریا؛ ج) تصویر میکروسکوپی از افق پرفسیل P_1 در برش پسکوه.

1. Shoreface
2. Coastal

دندان ماهی، کرم‌های حلقوی مشخص است و همچنین مقادیر قابل توجه دانه‌های گلوکونیت در زمینه این رخساره به طور کلی نشان‌دهنده تشکیل این رخساره در محیط دریایی عادی با مقادیر قابل توجه مواد غذایی و شرایط نوری مناسب است (Parras and Casadio, 2005; Wilmsen et al., 2005; Jank et al., 2006). محیط ته‌نشینی رخساره کربناتی C_3 که از محتوی فونی عمدتاً دو کفه‌ای و غالباً از نوع ایسترا به همراه مقادیر اندک شکم پایان تشکیل شده است به محیط دریایی باز ارتباط داده شده است (El-Azabi and El-Araby, 2005). این تفسیر با وجود دانه‌های گلوکونیت فراوان (۳۵ تا ۴۰ درصد) در زمینه این رخساره تایید می‌شود.

بر اساس تغییرات جانبی و قائم رخساره‌های سنگی، زیر محیط‌های در نظر گرفته شده برای رسوبات کربناتی و آواری سازند آیتامیر شامل کولاب پشت سدی، سدی، حاشیه ساحلی و دریای باز است (شکل ۴).

دوکفه‌ای هستند که ممکن است در اثر توفان‌های دریایی به محیط ته‌نشینی این رسوبات حمل شده باشند.

محیط دریای باز: شیل‌های سبز رنگ زیر رخساره B_{1-1} با وجود دانه‌های گلوکونیت و همچنین خرده‌های فسیلی (عمدتاً هتروهلکس و روزن دارن دیگر) که نشان از شرایط دریایی عادی دارند (Wigley and Compton, 2007; Chang et al., 2008) در این محیط تشکیل شده‌اند. این شیل‌ها در بین زیر رخساره‌های ماسه سنگ (A_2) و کربناتی دریای باز قرار گرفته‌اند. سیلتستون‌های حاوی خرده‌های فسیلی هتروهلکس و دوکفه‌ای که دارای مقادیر بیشتری گلوکونیت هستند (زیر رخساره B_{2-2}) نیز در این محیط تشکیل شده‌اند (Wigley and Compton, 2007; Chang et al., 2008). رخساره رdstون ماسه‌ای C_1 نیز در محیط دریایی باز تشکیل شده است. تنوع فسیلی بالا در این رخساره که با حضور آمونیت فراوان، دوکفه‌ای‌ها (ایسترا و دیگر دوکفه‌ای‌ها)، بلمنیت،

جدول ۲- شواهد تافونومی، رسوب‌شناسی و چینه‌شناسی افق‌های پرفسیل در سازند آیتامیر.

lag concentration	Hialal concentration	Toplap shell bed	Feature
			چینه‌نگاری
.۲-۰.۳ لایه پایین : فرسایشی ناگهانی بالا : تدریجی TRS یا TSE درون TST	.۲-۰.۵ لایه پایین: تدریجی بالا: ناگهانی همراه با اثرات فسیلی زیر سطح حداکثر غوطه وری در انتهای TST	.۲ عدسی شکل - - در انتهای HST	ضخامت (m) شکل هندسی همبری چینه‌نگاری سطح مهم همراه موقعیت درون سکانس
			رسوب‌شناسی
پراکنده تا متراکم ضعیف جور شده ماسه سنگ دانه ریز تا متوسط درون لایه توده‌ای	آرایش متراکم متوسط جور شده سیلتستون ماسه‌ای آهکی درون لایه توده‌ای	آرایش متراکم تا متوسط خوب جور شده ماسه خیلی دانه ریز درون لایه توده‌ای یا با لامیناسیون مورب تراف	آرایش جورشدگی اندازه نوع زمینه ساختارهای رسوبی
			دیرینه‌شناسی
آمونیت، ایسترا و دیگر دوکفه‌ای‌ها، شکم پا، کرم‌های حلقوی کلسیت و آراگونیت	آمونیت، ایسترا و دیگر دوکفه‌ای‌ها، شکم پا بلمنیت، دندان ماهی، کرم‌های حلقوی کلسیت و آراگونیت	ایسترا و دیگر دوکفه‌ای‌ها و شکم پا کلسیت و آراگونیت	ترکیب تاکسونومی کانی‌شناسی اولیه
			تافونومی
آشفته بالا بالا پایین	در موقعیت زیست پایین پایین بالا	آشفته متوسط بالا پایین	جهت‌گیری خردشدگی سایش فرسایش زیستی

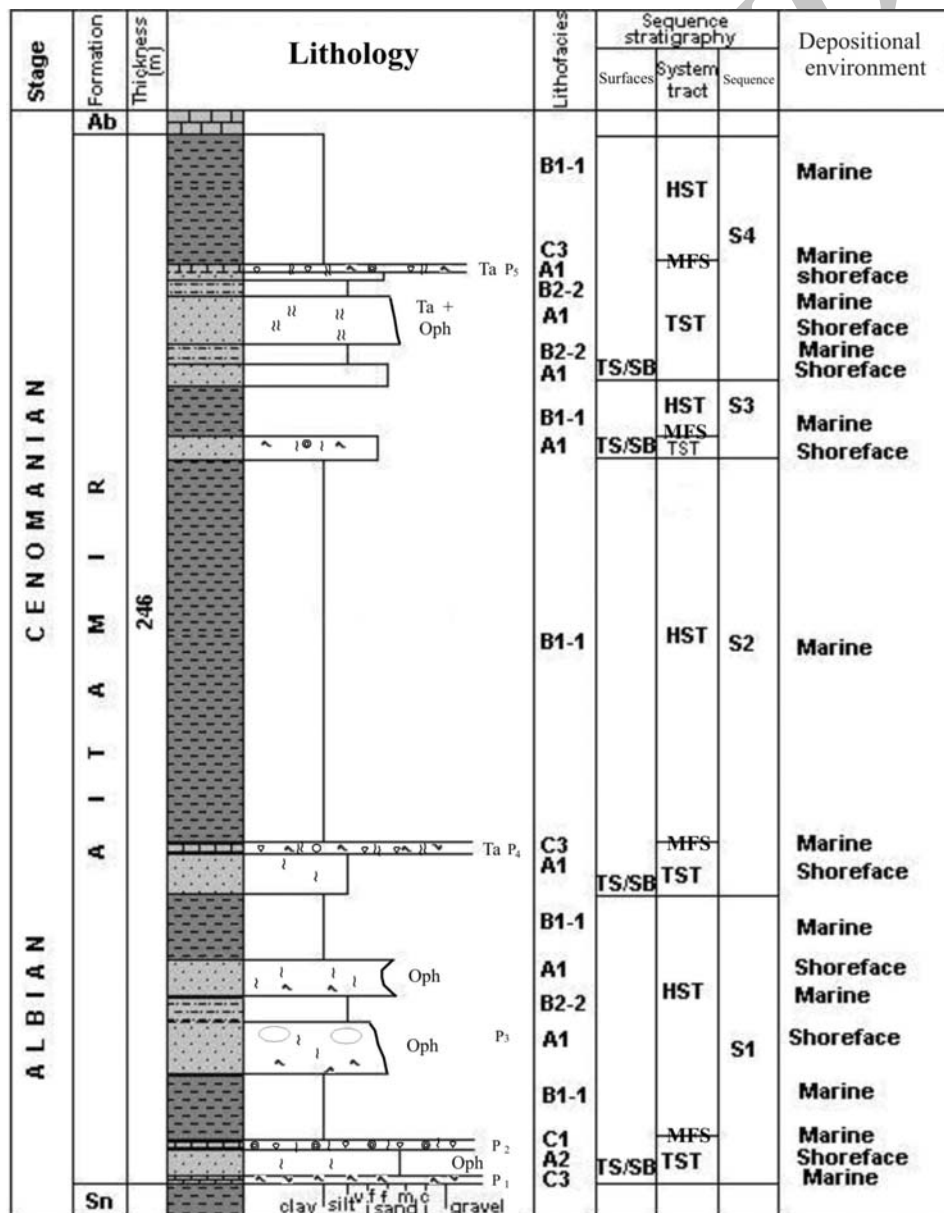
Stage	Formation	Thickness (m)	Lithology	Lithofacies	Sequence stratigraphy			Depositional environment
					Surfaces	System tract	Sequences	
ALB I A N C E N O M A N I A N	A I T A M I R	293		B2-2				Marine
				B2-3	TSE/SB	TST	S4	Marine Lagoon
				C2				
				A1	TS/SB	TST	S3	Barrier/Shoreface
				B1-3				Shoreface
				B1-2				Lagoon
				B1-1		HST	S2	Marine
				C3		MFS		Marine Shoreface
				A1		TST		Marine
				B2-2	TS/SB			Lagoon
				B1-2				Lagoon
				B2-1		HST	S1	Shoreface Lagoon
				A1				Marine
				B2-3		MFS		Marine
C1		TST		Marine Shoreface				
A1								
Sn			clay silt, f, mc sand gravel					

شکل ۷- تحلیل چینه نگاری سکانسی سازند آیتامیر در برش سرخزو (علائم اختصاری در شکل ۸ آورده شده است).

	Trough cross lamination		Ammonite
	Planar cross lamination		Bivalve
	Bioturbation (intensive)		Bioclast
	Bioturbation (slight-moderate)		Shell lens
	Thalassinoides	TSE: Transgressive surface of marine erosion	
	Ophiomorpha	TS: Transgressive surface	
	Teichichnus	SB: Sequence boundary	
		TST: Transgressive system tract	
		HST: Highstand system tract	

LEGEND

شکل ۸- علائم اختصاری استفاده شده در ستون‌های چینه‌نگاری سکانسی.



شکل ۹- تحلیل چینه‌نگاری سکانسی سازند آیتامیر در برش پسکوه (علائم اختصاری در شکل ۸ ارائه شده است).

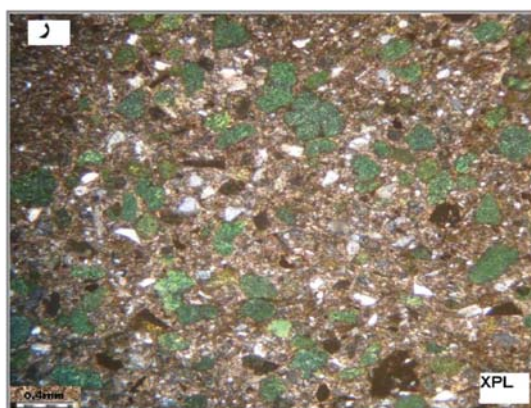
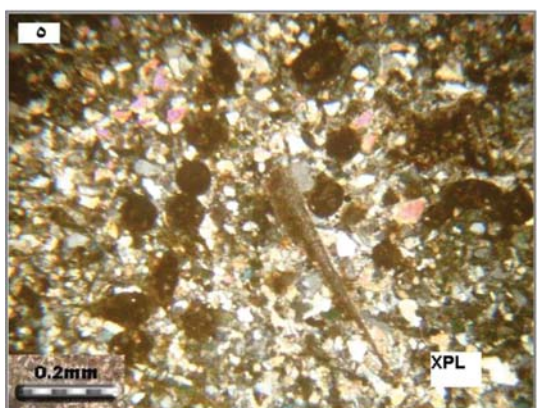
پایینی ناگهانی و همبری بالایی تدریجی است و به ماسه سنگ فسیل دار تبدیل می‌شود. از ویژگی‌های این تجمع فسیلی، درجه خردشدگی بالا، به هم ریختگی، سایش بالا، عدم جهت‌گیری مشخص پوسته‌های فسیلی، جورشدگی متوسط، آرایش پراکنده تا متوسط و درجه پایین فرسایش زیستی است (جدول ۲). در برش سرخزو محتوای جانوری این مجموعه (S_3) عمدتاً از آمونیت (آناهوپلیتس و مانلی سراس) مقادیری دوکفه‌ای و شکم پا و مقادیر اندک کرم‌های حلقوی، کلسی اسفر، هتروهلکس تشکیل شده است که در زمینه‌ای از خمیره ماسه سنگ گلوکونیتی دانه

تجمعات فسیلی

سه نوع تجمع فسیلی بر اساس ویژگی‌های چینه‌شناسی، رسوب‌شناسی، دیرینه‌شناسی و تافونومی (Parras and Casadio, 2005) شناسایی شده است (جدول ۲).

تجمعات باقیمانده حاصل از پیشروی دریا

این نوع تجمع فسیلی در برش‌های سرخزو (افق S_3) و پسکوه (افق P_1) با محتوای جانوری مختلف وجود دارد (شکل‌های ۶، ۷ و ۹). این افق با ضخامت ۱۰-۳۰ سانتیمتر دارای همبری

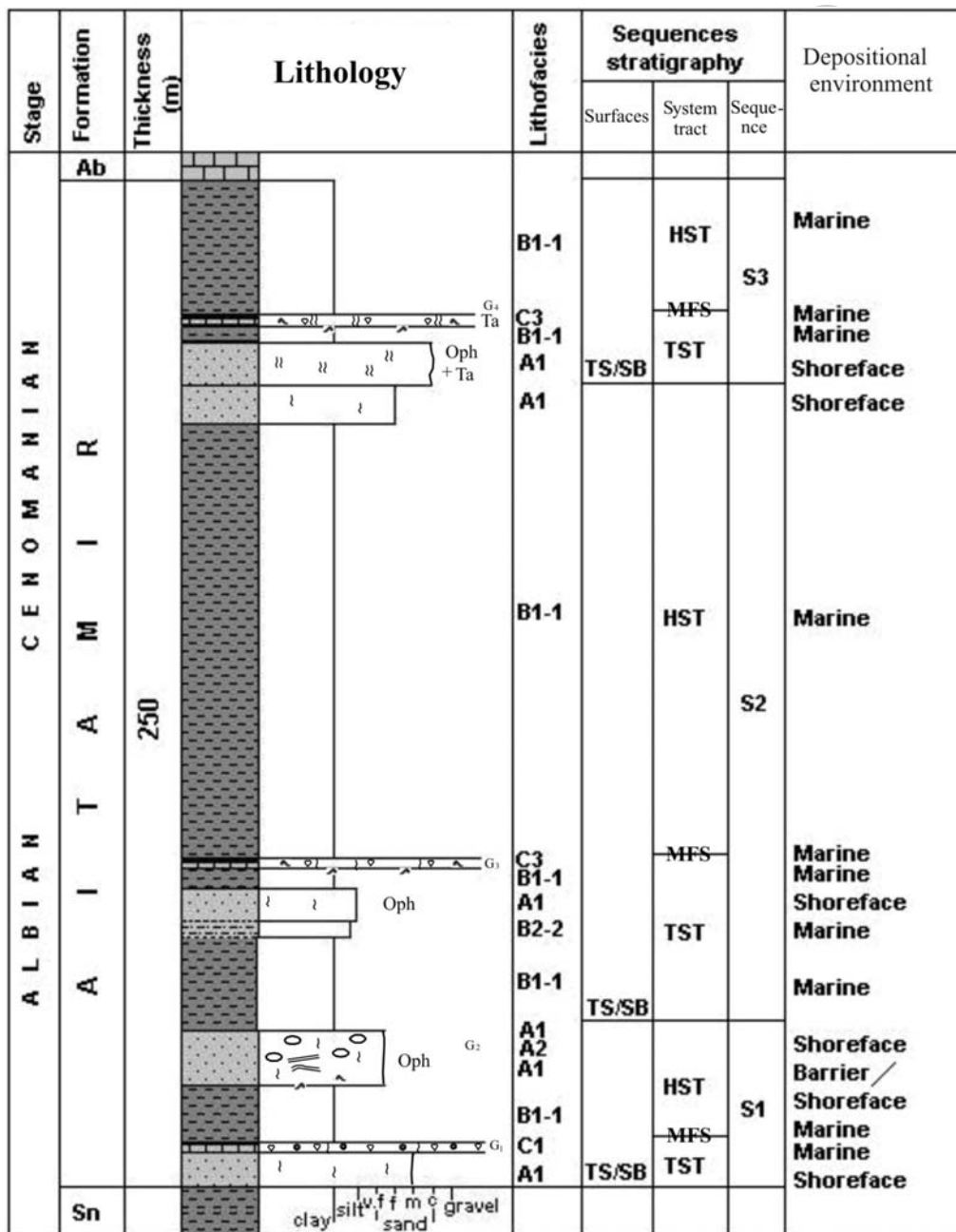


شکل ۱۰- الف: تصویر صحرائی از افق پرفسیل S_1 در قاعده برش سرخزو (به جورشدگی پایین و فسیل‌های سالم توجه کنید)؛ ب: نمای نزدیک از سطح افق پرفسیل P_2 در برش پسکوه؛ ج و د: به ترتیب تجمع فسیلی به صورت عدسی شکل در برش گدگانلو و پسکوه (به جورشدگی و عدم حفظ شدگی پوسته‌های فسیلی توجه کنید)؛ ه: حفاری رسوبات در زمینه افق پرفسیل P_2 در برش پسکوه؛ ز: زمینه افق پرفسیل G_1 در برش گدگانلو (درصد بالای گلوکونیت‌های رسیده نشان دهنده آهنگ بسیار پائین رسوبگذاری است).

(IV Kidwell, 2005) که معادل افق پرفسیل نوع (Casadio, 1986) است. با توجه به مجموعه شواهد موجود، از جمله قاعده فرسایشی و اندازه درشت دانه‌های رسوب، سایش و خردشدگی بیشتر اجزا، این مجموعه را می‌توان به باقیمانده‌های حمل شده ناشی از فرسایش بخش جلوی ساحل در طول پیشروی نسبت داد (Kondo et al., 1998; Fürsich, F.T. and Pandey, 2003; Parras and Casadio, 2005; Mishra, 2009). این نوع افق‌های پرفسیل توسط Cantalamessa et al. (2005) به عنوان افق‌های پرفسیل شسته شده به وسیله امواج و جریان‌ها معرفی شده است. بعضی اختصاصات تافونومی فسیل‌ها، مانند درجات متغیر حفظ‌شدگی و خردشدگی بالا و همراهی موجوداتی که از لحاظ

متوسط و گل همراه با برگشتگی بافتی قرار دارد. این افق بر روی یک فرسایشی حاصل از پیشروی (TSE) و یا سطح کنده‌شدگی (Pasquini et al., 2004; Mishra, 2009) قرار گرفته است (شکل‌های ۶ و ۷). در برش پسکوه محتوای فسیلی عمدتاً از دوکفه‌ای (ایسترا و دیگر دوکفه‌ای‌ها) به همراه مقادیری از شکم پایان در زمینه‌ای از ماسه سنگ گلوکونیتی خیلی دانه ریز با سیمان کلسیتی تشکیل شده است (افق P_1) (شکل‌های ۶ و ۹).

تفسیر: وجود مرز زیرین فرسایشی در این افق پرفسیل و تبدیل تدریجی آن از یک رسوب پرفسیل به رسوبات کم فسیل‌تر نشان‌دهنده روند افزایشی در آهنگ رسوب‌گذاری از منفی (فرسایش) به صفر تا مثبت (ته‌نشینی) است (Parras and

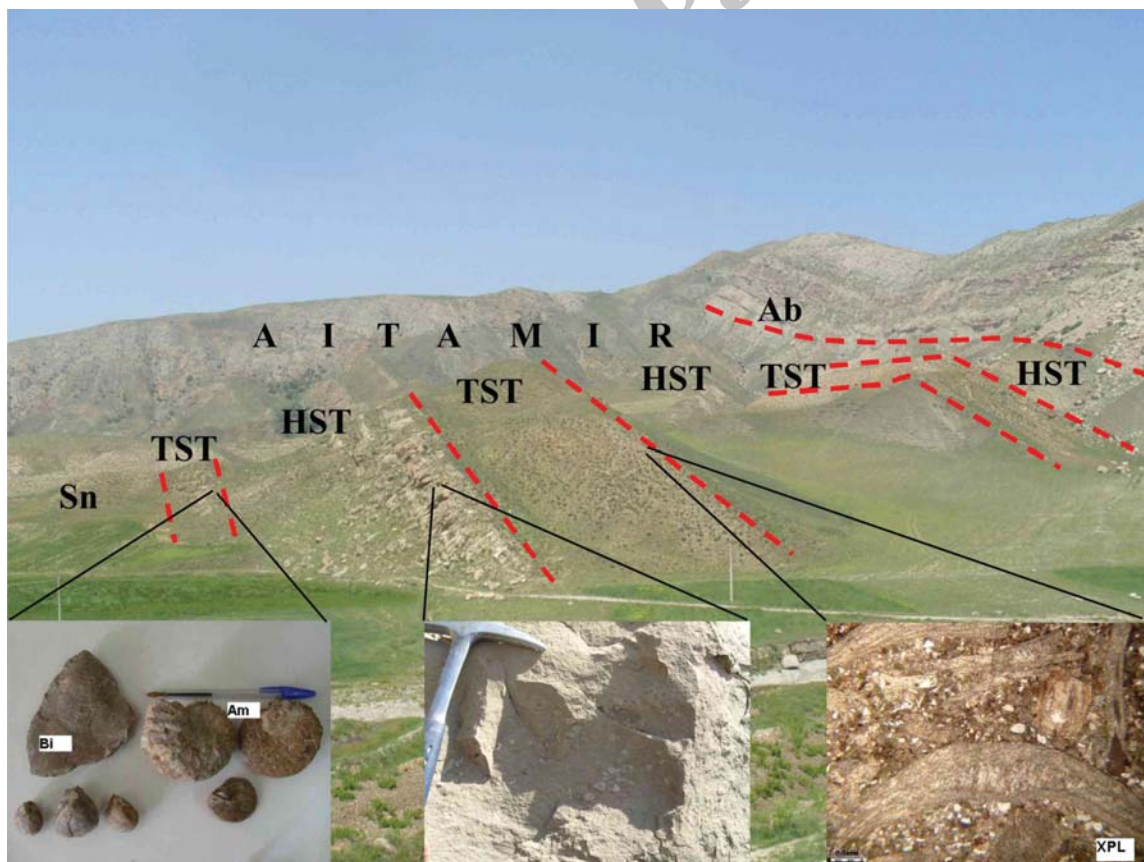


شکل ۱۱- تحلیل چینه نگاری سکانسی سازند آیتامیر در برش گدگانلو (علائم اختصاری در شکل ۸ آورده شده است).

تجمعات برجا

این نوع تجمعات فسیلی در سه برش سرخزو (S_1, S_2)، گدگانلو (G_1, G_3, G_4) و پسکوه (P_2, P_4, P_5) با محتوای جانوری مختلف دیده می‌شوند (شکل ۹). در هر سه برش این مجموعه به صورت لایه‌ای با ضخامت ۲۰ تا ۵۰ سانتی متر با مرز زیرین تدریجی و مرز بالایی مشخص با اثرات فسیلی فراوان (تالاسینوئید) (شکل ۵) وجود دارد که معادل افق پرفسیل نوع I Kidwell (1986) است. دو مجموعه جاوری تقریباً متمایز قابل شناسایی است، که مجموعه اول با محتوای جانوری عمدتاً از آمونیت (آناهوپلیتس، مانتهی سراس، مورتونی سراس و توریلیتس) و دوکفه‌ای (ایسترا و دوکفه‌ای‌های دیگر) و مقادیری شکم پا به همراه مقادیر اندک کرم‌های حلقوی، دندان ماهی، بلمنیت، روزن داران پلاژیک (افق‌های G_1, S_1, P_2) تشکیل شده است. مجموعه فسیلی دوم عمدتاً از دو کفه‌ای (ایسترا و دوکفه‌ای‌های دیگر) به همراه مقادیر اندک شکم پا و روزن داران پلاژیک و بعضاً آمونیت (افق‌های P_4, G_4, G_3, S_2, P_5) تشکیل شده است. ویژگی‌های تافونمی و چینه‌شناسی در هر دو مجموعه، شامل آرایش متراکم و جورشدگی ضعیف تا متوسط، درجه خردشدگی و سایش پایین، درجه بالای آشفتنگی زیستی، حفاری رسوبات و سالم بودن بیشتر پوسته‌های فسیلی (شکل ۱۰) است. زمینه سیلتستون ماسه‌ای تا ماسه دانه ریز با دانه‌های گلوکونیت (برجا، بالغ تا خیلی بالغ، عاشوری و

بوم‌شناسی به یکدیگر ارتباط ندارند (شکم پایان، آمونیت‌ها و روزن داران پلاژیک) می‌تواند به علت مخلوط شدگی نرم‌تنان ساکن در بخش‌های نزدیک‌تر به ساحل و نیز بخش‌های کم عمق فروکشندی و دریایی باز باشد (Wilmsen et al., 2005). برگشتگی بافتی نشان از تامین ذرات در اندازه ماسه متوسط، از محیط پر انرژی‌تر ساحلی به یک محیط کم انرژی کولابی نیمه محصور است. حضور روزن داران پلاژیک، کلسی اسفر و همچنین آمونیت (آمونیت نشان‌دهنده آهنگ پایین رسوب‌گذاری و شرایط دریایی باز است، Jank, 2006)، ارتباط این کولاب با محیط دریایی باز را نشان می‌دهد. وجود مقادیر زیاد گلوکونیت‌های پارا اتوکتونوس در زمینه نیز نشان‌دهنده ته‌نشینی در محیط پایین جلوی ساحل است. با توجه به این شواهد افق S_3 معادل افق‌های پرفسیل روپوشانی متراکم تفسیر شده که نشان‌دهنده شروع دسته رخساره TST است. این افق شباهت زیادی به افق پرفسیل سازند Sanjulian به سن الیگوسن در آرژانتین (Parras and Casadio, 2005) دارد. اختصاصات رسوب‌شناسی و تافونومی افق موجود در برش پسکوه (P_1) نیز به مانند افق S_3 است. با توجه به حضور دوکفه‌ای‌ها (Carozzi, 1989)، فراوانی پوسته دوکفه‌ای ایسترا (Heckel, 1972; Parras and Casadio, 2005) و همچنین وجود مقادیر نسبی گلوکونیت‌های درج‌ازا (عاشوری و همکاران، ۱۳۸۸) این مجموعه در شرایط دریایی عادی تشکیل شده است.



شکل ۱۲- تصویر صحرایی برش گدگانلو که در آن دسته رخساره‌ها و محل قرارگیری تجمعات فسیلی مشخص شده است (TST: Transgressive system tract؛ HST: Highstand system tract؛ Sn: سازند سنگانه؛ Ab: سازند آب دراز).

آنها حالت عدسی شکل و تکرار شونده تجمعات فسیلی مرکب است. در این مطالعه، با استفاده از ویژگی‌های تافونومی، رسوب شناسی افق‌های پرفسیل و همچنین جایگاه قرارگیری آنها در توالی رسوبی، سطوح پیشروی دریایی و بیشترین غوطه‌وری شناسایی و از این راه دسته رخساره‌های TST و HST تفکیک شده است.

منابع

- عاشوری، م.، شرفی، م.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، ر.، نجفی، م. ۱۳۸۸. بررسی خاستگاه و مکانیزم تشکیل گلاکونی‌های سازند آیتامیر در جنوب شرق درگز، هفدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه بوعلی سینا، همدان.
- عاشوری، م.، شرفی، م.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، ر.، نجفی، م. ۱۳۸۹. بررسی خاستگاه و مکانیزم تشکیل گلاکونی‌های سازند آیتامیر در جنوب شرق درگز، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران. ۲، ۲۴۷-۲۵۴.

- Amorosi, A., 1997. Detecting compositional, spatial and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, 135-153.

- Amorosi, A. and Centinio, M.C., 1997. Glaucony from the Eocene of the Isle of Wight (southern UK): implications for basin analysis and sequence-stratigraphic interpretation, *Journal of the Geological Society, London*, 154, 887-896.

- Amorosi, A., Sammartino, I. and Tateo, F., 2007. Evolution patterns of glaucony maturity: A mineralogical and geochemical approach, *Deep-Sea Research II*, 54, 1364-1374.

- Arnott, R.W.C., 2007. Stratal architecture and origin of lateral accretion deposits (LADs) and conterminous inner-bank levee deposits in a base-of-slope sinuous channel, lower Isaac Formation (Neoproterozoic), East-Central British Columbia. Canada. *Marine and Petroleum Geology*, 24, 515-528.

- Cantalamessa, G., Celma, C. and Ragaini, L., 2005. Sequence stratigraphy of the Punta Ballena Member of the Jama Formation (Early Pleistocene, Ecuador), *3Palaeo*, 216, 1-25.

- Carozzi, A.V., 1989. Carbonate Rocks Depositional Models: A Microfacies Approach, Prentice-Hall, London, 604.

- Catuneanu, O., 2003. Sequence Stratigraphy of Clastic Systems. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 16, 248.

- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratig-

تجمعات مرکب (رأس همپوشانی یا تجمعات چند رویدادی)

این تجمعات فسیلی تنها در برش‌های گدگاندلو (G_2) و پسکوه (P_3) دیده می‌شود. این مجموعه‌های فسیلی به صورت عدسی شکل (۳۰-۴۰ سانتی‌متر) چندین بار تکرار شده و به صورت افق مشخص دیده نمی‌شود (شکل ۹). محتوای جانوری عمدتاً شامل دوکفه‌ای و مقادیر اندک شکم پا است که در زمینه‌ای از ماسه دانه ریز با سیمان کلسیتی و مقادیر جزئی گلوکونیت قرار دارد. ویژگی‌های تافونومی و رسوب‌شناسی این نوع تجمعات، بسیار شبیه به انواع روپوشانی است به طوری که مانند آنها، پوسته‌های فسیلی به هم ریخته، جورشدگی خوب، خرد شدگی متوسط و آرایش آنها متراکم تا پراکنده است (شکل ۱۰).

تفسیر: این نوع تجمعات فسیلی به عنوان مشخصه دسته رخساره HST در نظر گرفته می‌شود. به طور کلی، بخش‌های بالایی HST تا اندازه‌ای فسیل‌دار هستند و تجمعات فسیلی به صورت افق‌های مشخص دیده نمی‌شوند (Naish and Kamp, 1997; Kondo et al., 1998; Fursich and Pandey, 2003). چنان که گفته شد، مشخصات ظاهری این نوع تجمعات بسیار شبیه انواع موجود در مرحله ابتدایی TST است و ویژگی متمایزکننده آنها، حالت عدسی شکل و تکرار شونده در انواع رأس همپوشانی است. این تجمعات فسیلی در یک محیط پر انرژی از نوع حاشیه ساحلی و در اثر عمل سریع امواج یا احتمالاً توفان تجمع یافته‌اند (Parras and Casadio, 2005).

نتیجه‌گیری

رسوبات سیلیسی آواری و کربناتی سازند آیتامیر در یک محیط دریایی کم عمق نهشته شده‌اند. رسوبات سیلیسی آواری در زیر محیط‌های کولابی، سدی، حاشیه ساحلی و دریای باز و رسوبات کربناتی در زیر محیط‌های کولابی و دریای باز بر جای گذاشته شده‌اند. بر اساس ویژگی‌های رسوب‌شناسی، چینه‌شناسی و تافونومی پوسته‌های فسیلی، تجمعات فسیلی موجود در سازند به سه نوع تقسیم شده‌اند: نهشته‌های باقیمانده حاصل از پیشروی دریا (افق پرفسیل روپوشانی) که شاخص مرحله ابتدایی دسته رخساره TST است و به صورت لایه‌ای با سطح زیرین مشخص و سطح بالایی تدریجی است. این نوع افق‌های پر فسیل حاوی پوسته‌های فسیلی به هم ریخته، خرد شده، درجه سایش بالا با آرایش متراکم است. تجمعات بر جا که به صورت لایه‌ای با مرز زیرین تدریجی و مرز بالایی ناگهانی با اثرات فسیلی فراوان است، شاخص سطح پیشینه پیشروی آب دریا است. ویژگی‌های این نوع تجمعات فسیلی، شامل درجه پایین خردشدگی و سایش پوسته‌های فسیلی، درجه بالای فرسایش زیستی و حضور فسیل‌های کامل و سالم است. نوع سوم تجمع فسیلی شناسایی شده، به عنوان تجمعات فسیلی مرکب معرفی شده است. این نوع تجمع فسیلی نشان‌دهنده بخش‌های بالایی دسته رخساره HST است. مشخصات این نوع تجمعات، بسیار شبیه انواع رأس همپوشانی است و وجه تمایز

raphy, Elsevier, 375.

- Chafetz, H.S., 2007. Paragenesis of the Morgan Creek Limestone, Late Cambrian, central Texas: Constraints on the formation of glauconite, *Deep-Sea Research II* 54, 1350-1363.

- Chafetz, H.S. and Reid, A., 2000. Syndepositional shallow water precipitation of glauconitic minerals. *Sedimentary Geology*, 136, 29-42.

- Chang, S.S., Shau Y.H., Wang, M.K., Ku C.T. and Chiang, P.N., 2008. Mineralogy and occurrence of glauconite in central Taiwan, *Applied Clay Science*.

- Coe, A.L. (Ed.), 2003. *The Sedimentary Record of Sea-Level Change*. Cambridge University Press, New York, 287.

- Diaz, E., Prasad, M., Gutierrez, M.A., Dvorkin, J. and Mavko, G., 2002. Effect of Glauconite on the Elastic Properties, Porosity and Permeability of Reservoirs Rocks, AAPG Annual Meeting, 1-7.

- El-Azabi, M.H. and El-Araby, A., 2005. Depositional facies, environments and sequence stratigraphic interpretation of the Middle Triassic-Lower Cretaceous (pre-Late Albian) succession in Arif El-Naga anticline, northeast Sinai, Egypt, *Journal of African Earth Sciences*, 41, 119-143.

- Embry A.F.I. and Klovan J.E. 1971. Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones. *Geology Rundsch*, 61, 672-686.

- Emery, D. and Myers, K.J., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford, U.K., Blackwell, 297.

- Folk, R.L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hamphill, Austin, Texas, 182.

- Fürsich, F.T. and Pandey, P.K., 1999. Genesis and environmental significance of Upper Cretaceous shell concentrations from the Cauvery Basin, southern India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 145, 119-139.

- Fürsich, F.T. and Pandey, P.K., 2003. Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Kachchh, west India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193, 285-309.

- Fürsich, F.T., Werner, W. and Schneider, S., 2009. Autochthonous to parautochthonous bivalve concentrations within transgressive marginal marine strata of the Upper Jurassic of Portugal, *Palaeobiology, Palaeoenvironment*

89, 161-190.

- Fürsich, F.T., Wilmsen, M. and Seyed-Emami, K., 2006. Ichnology of Lower Jurassic beach deposits in the Shemshak Formation at Shahmirzad, southeastern Alborz Mountains, Iran, *Facies* 52, 599-610.

- Heckel, P.H., 1972. Possible inorganic origin for stromatolites in calcilutite mounds in the Tully Limestone, Devonian of New York, *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, 7-18.

Jank, M., Wetzel, A. and Meyer, C.A., 2006. Late Jurassic sea-level fluctuations in NW Switzerland (Late Oxfordian to Late Kimmeridgian): closing the gap between the Boreal and Tethyan realm in Western Europe, *Facies*, 52, 487-519.

- Kidwell, S.M., 1991. Condensed deposits in siliciclastic sequences: expected and observed features. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 682-695.

- Kitamura, A., 1999. Glaucony and carbonate grains as indicators of the condensed section, Omma Formation, Japan, *Sedimentary Geology*, 122, 151-163.

- Kondo, Y., Abbott, S.T., Kitamura, A., Kamp, P.J.J., Naish, T., Kamataky, T. and Saul, G., 1998. The relationship between shellbed type and sequence architecture: examples from Japan and New Zealand. *Sedimentary Geology*, 122, 109-127.

- Mishra, D., 2009. High energy transgressive deposits from the Late Jurassic of Wagad, Eastern Kachchh, India, *Journal of Asian Earth Sciences* 34, 310-316.

- Naish, T. and Kamp, P.J.J., 1997. Sequence stratigraphy of 6th order (41 k.y.) Plio-Pleistocene cyclothem, Wanganui Basin, New Zealand: a case for the regressive systems tract. *Geology Society of American Bulletin*, 109, 978-999.

- Parras, A. and Casadio, S., 2005. Taphonomy and sequence stratigraphic significance of oyster-dominated concentrations from the San Julia'n formation, Oligocene of Patagonia, Argentina, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 217, 47-66.

- Pasquini, C., Lualdi, A. and Vercesi, P.L., 2004. Depositional dynamics of glaucony-rich deposits in the Lower Cretaceous of the Nice arc, southeast France, *Cretaceous Research*, 25.

- Pedersen, G.K. and Bromley, R.G., 2006. Ophiomorpha irregulaire, rare trace fossil in shallow marine sand-

stones, Cretaceous Atane Formation, West Greenland, *Cretaceous Research* 27, 964-972.

- Taylor, A., Goldring, R. and Gowland, S., 2003. Analysis and application of ichnofabrics, *Earth-Science Reviews*, 60, 227-259.

- Uroza, C.A. and Steel, R.J., 2008. A highstand shelf-margin delta system from the Eocene of West Spitsbergen, Norway, *Sedimentary Geology*, 203, 229-245.

- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M. Jr., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J., 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: *Sea Level Changes—An Integrated Approach* C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner,

(Eds.), *SEPM Special Volume*. 42, 39-45.

- Varol, B., Ozguer, A., Kosun, E., İmamgolu, S., Danis, M. and Karakulluku, T., 2000. Depositional Environments and Sequence Stratigraphy of Glauconites of Western Black Sea region, *Mineral Research Exploration Bulletin*, 122, 1-21.

- Wigley, R. and Compton, J.S., 2007. Oligocene to Holocene glauconite–phosphorite grains from the Head of the Cape Canyon on the western margin of South Africa, *Deep-Sea Research II*, 54, 1375–1395.

- Wilmsen, M., Niebuhr, B. and Hiss, M., 2005. The Cenomanian of northern Germany: facies analysis of a transgressive biosedimentary system, *Facies*, 51, 242-63.

Archive of SID