

زیست چینه نگاری و دیرینه بوم شناسی سازند چهل کمان در برش الگو (شرق حوضه رسوبی کپه داغ) و معرفی اثرفسیل‌های آن

بتول ریوندی^۱، محمد وحیدی‌نیا^{۲*}، مهدی نجفی^۲، اسدالله محبوبی^۳، سید محمدعلی موسوی زاده^۴

۱- عضو هیأت علمی حق‌التدریس گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه یزد، یزد، ایران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران ۳- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۴- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه یزد، یزد، ایران

*پست الکترونیک: vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۴/۶/۱

تاریخ دریافت: ۹۱/۱۲/۲

چکیده

سازند چهل کمان از سازندهای دوره پالئوژن در حوضه رسوبی کپه داغ واقع در شمال شرق ایران، در ادامه رسوبات سیلیسی - آواری سازند پسته‌لیق نهشته شده است. مرز زیرین آن با سازند قرمز رنگ پسته‌لیق تدریجی و مرز بالایی آن با شیل‌های زیتونی رنگ سازند خانگیران هم‌شیب است. سنگ شناسی این سازند را عمدتاً سنگ آهک، دولومیت و بین لایه‌های شیلی، ماری و ماسه سنگ تشکیل می‌دهد. در سازند چهل کمان دو افق قرمز رنگ خاک قدیمه در واحدهای ۲ و ۴ شناسایی و مطالعه گردیده است. مطالعات زیست چینه نگاری بر مبنای روزن داران کف زی بزرگ، به شناسایی ۲۸ جنس و ۲۲ گونه منجر شده است که بر این اساس سن سلان‌دین - ایپرزین برای این سازند پیشنهاد می‌گردد. سه بایوزون *Ranikothalia sindensis* Partial Zone، *Coskinon rajkae* Zone و *Idalina sinjarica* Zone در سازند چهل کمان شناسایی و معرفی شده است. مرز پالئوسن - ائوسن به احتمال زیاد به صورت ناپوستگی فرسایشی است که با افق خاک قدیمه‌ای به ضخامت ۱۰ سانتی‌متر مشخص می‌شود. مطالعه اثرفسیل‌های موجود در سنگ آهک‌های ماسه‌ای و سیلتی این سازند، دو اثررخساره کروزیانا و اسکولایتوس را معرفی می‌کند. بر مبنای مطالعات دیرینه بوم شناختی شرایط الیگوتروفیک، گرم و کم عمق را می‌توان در زمان نهشته شدن سازند چهل کمان در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: کپه داغ؛ چهل کمان؛ زیست چینه نگاری؛ روزن داران کف‌زی بزرگ؛ سلان‌دین؛ ائیرزین؛ خاک قدیمه؛ اثرفسیل.

مقدمه

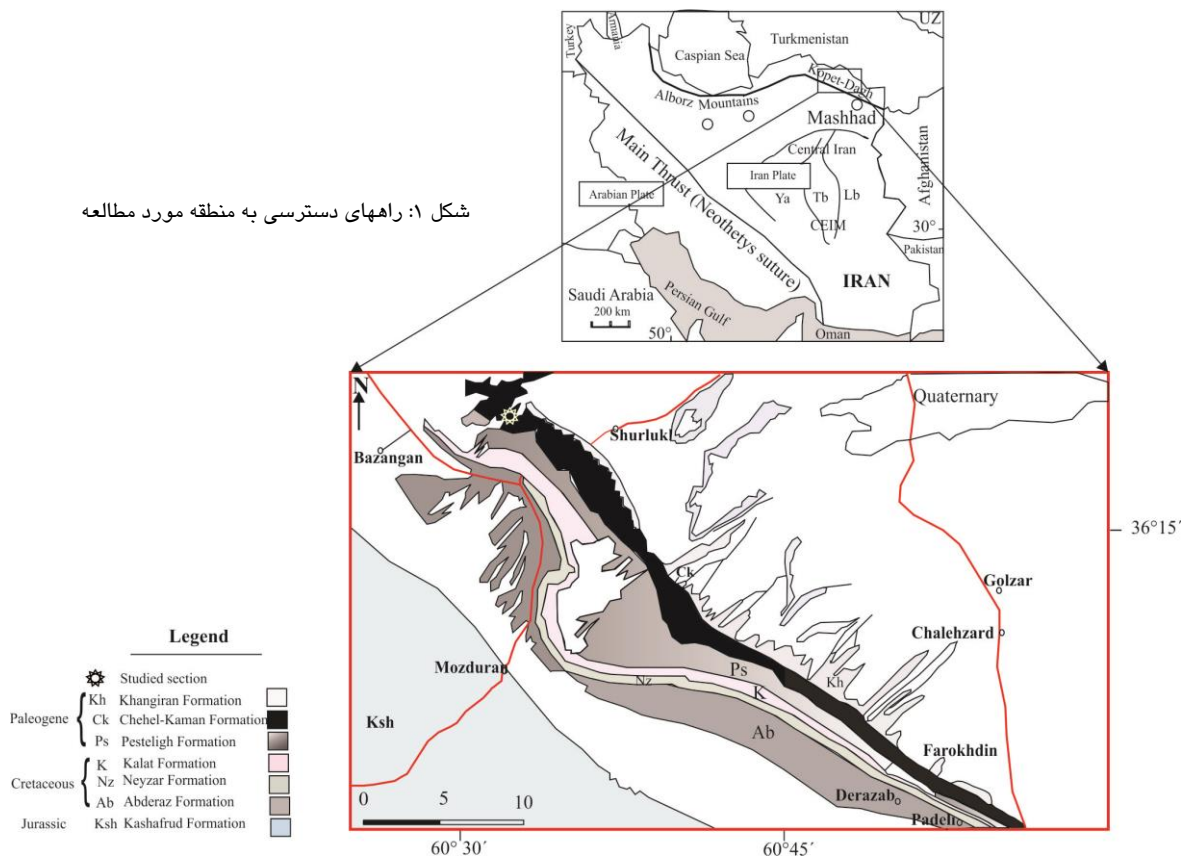
(افشارحرب، ۱۳۷۳). مرز زیرین سازند چهل کمان با سازند قرمز رنگ سیلیسی آواری پسته‌لیق تدریجی و مرز بالایی آن با شیل‌های زیتونی رنگ سازند خانگیران هم‌شیب است. به علت فرسایش عمیق واحدهای سنگی حوضه کپه داغ در ایران، سازندهای چهل کمان و خانگیران در نواحی بسیار محدود و معدودی باقی مانده است که از جمله رخنمون‌های کامل آن می‌توان به جنوب و جنوب غرب دشت سرخس

حوضه رسوبی کپه داغ در شمال خاور ایران پس از برخورد صفحه ایران با صفحه توران در مزوزویک پسین و بسته شدن دریای هرسینین در شمال خاور ایران تشکیل شده است (Berberian and King, 1981). سنگ‌های رسوبی دوران سوم در این حوضه شامل رسوبات قاره‌ای و دریایی است که رسوبات دریایی منحصر به زمان پالئوژن بوده و شامل سازندهای چهل کمان و خانگیران می‌باشد

طی حدود ۳۵ کیلومتر در جهت شمال غرب و رسیدن به ناودیس چهل کمان، می توان برش مورد مطالعه را در داخل ناودیس و در نقطه‌ای به مختصات طول جغرافیایی $28^{\circ}54'$ 60° شرقی و عرض جغرافیایی $28^{\circ}45'$ شمالی ملاحظه کرد (شکل ۱).

اشاره کرد (افشارحرب، ۱۳۷۳). برش الگوی سازند چهل کمان در منتهی الیه بخش غربی دشت سرخس، در دره ناودیس چهل کمان و تنگ شورلق، منطقه کوه شربو، در جنوب روستای متروکه چهل کمان قرار دارد. برای رسیدن به برش مورد مطالعه باید در جاده اصلی مشهد به سمت سرخس حرکت کرد تا به روستای شورلق رسید. پس از

شکل ۱: راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه

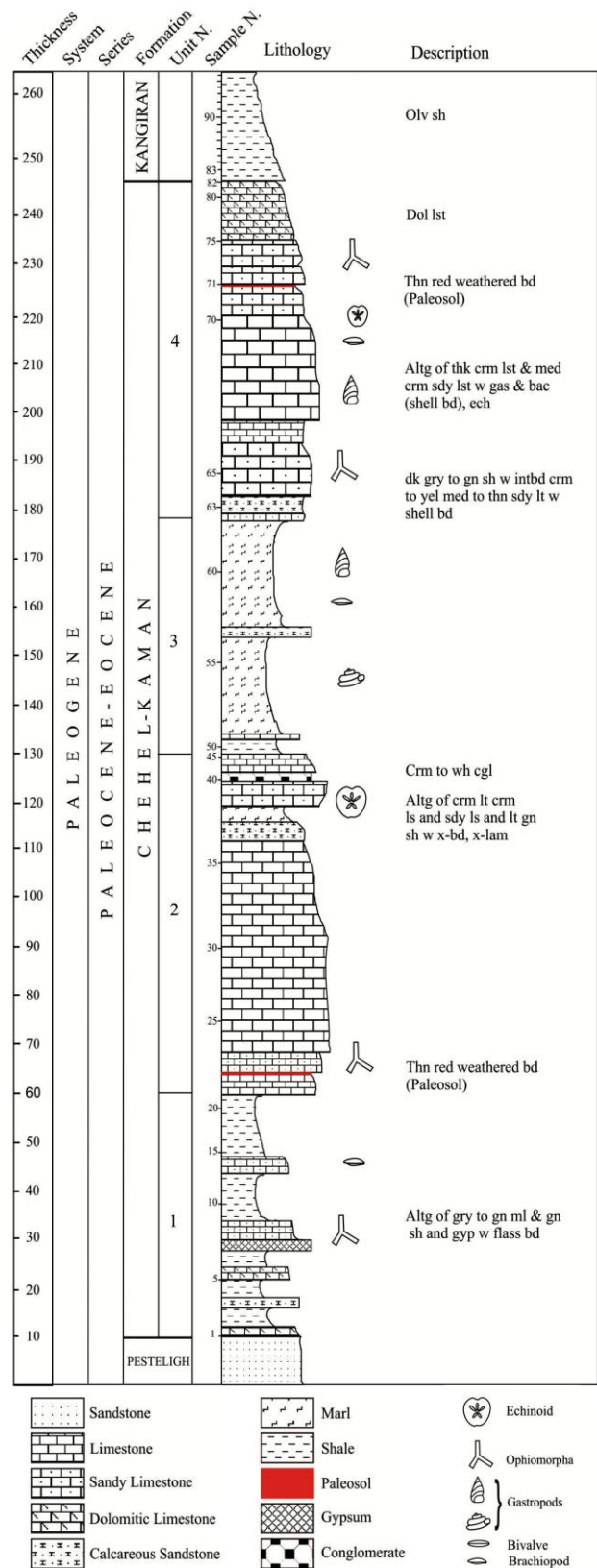


ضخامت سازند چهل کمان در این برش ۲۳۰ متر است (شکل ۲) و عمدتاً از سنگ آهک با میان لایه‌هایی از شیل و مارن و دولومیت‌های نازک لایه، ماسه سنگ و سنگ آهکهای ماسه‌ای تشکیل شده است (شکل ۳A). مرز پایینی این سازند با سازند پسته‌لیق به صورت تدریجی و همشیب می‌باشد. مرز بالایی سازند چهل کمان با لایه شیلی زیتونی رنگ سازند خانگیران به صورت همشیب مشخص می‌شود. با توجه به مطالعات و بررسیهای صحرائی، رسوبات سازند چهل کمان را در برش الگو می‌توان به چهار

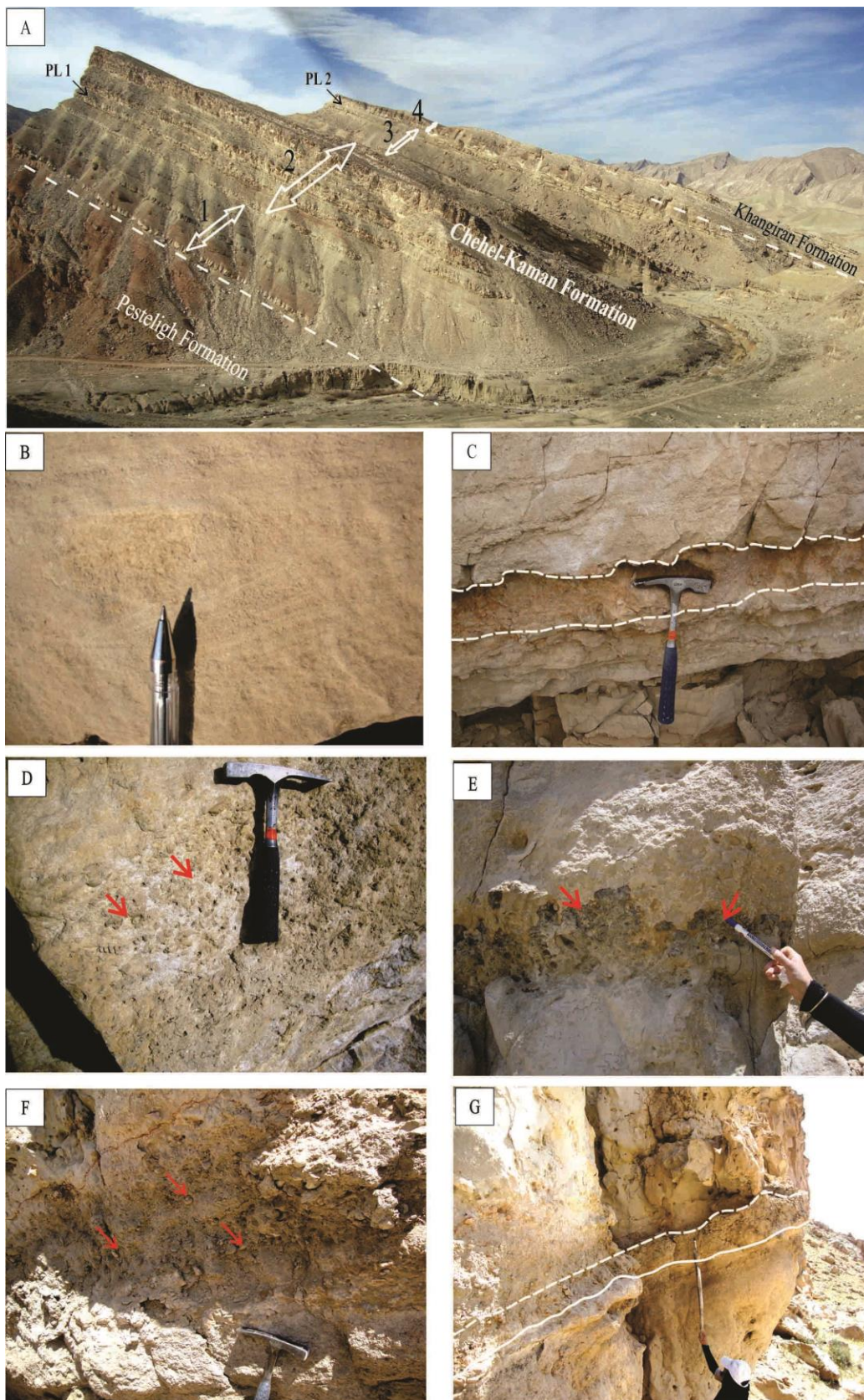
چینه شناسی عمومی برش مورد مطالعه

به منظور مطالعه سنگ چینه نگاری، زیست چینه نگاری و دیرینه بوم شناختی تعداد ۸۲ نمونه سنگی برداشت و به روش Grabau (1904) در صحرا نام گذاری گردید. برای تفکیک دولومیت از کلسیت در مقاطع نازک، نمونه‌ها توسط محلول آلزارین قرمز و به روش Dickson (1966) رنگ آمیزی شدند. نمونه‌های شیلی نیز در آزمایشگاه به روش Zepeda (1998) شسته شد و توسط میکروسکپ بینوکولار مورد مطالعه قرار گرفت.

قسمت تفکیک نمود. بخش اول با ۲۶ متر ضخامت، شامل تناوب دولومیت‌های نازک لایه زرد نخودی، سنگ آهک‌های ماسه‌ای، شیل و مارن‌های نازک لایه سبز رنگ و بین لایه‌هایی از ژپس می‌باشد. در ژپسها ساختمانهای رسوبی اینترولیتیکی و لنزی دیده می‌شود که نشانگر پراثرژی بودن محیط رسوب گذاری در زمان نهشته شدن این رسوبات بوده است. در سنگ آهک‌های ماسه‌ای، اترفسیلیها و دوکفه‌ای وجود دارد. بخش دوم ۹۶ متر ضخامت دارد که شامل تناوب سنگ آهک، سنگ آهک‌های ماسه‌ای متوسط لایه زرد رنگ با پوسته‌های درشت دوکفه‌ای و شیل و کنگلومرا می‌باشد. از جمله ساختمانهای رسوبی موجود در این واحد، لامیناسیون مورب (شکل ۳B) و ساختمانهای رسوبی رفت و برگشتی می‌باشد. در قسمت ابتدایی این بخش، یک لایه خاک قرمز قدیمه با آثار و شواهد هوازدگی مشاهده می‌شود که شامل کانیهای آهن دار گوئیت، هماتیت و مگنتیت می‌باشد (شکل ۳C). این خاک قدیمه پس روی و احتمالاً خروج از آب را نشان می‌دهد. بخش سوم با ۵۰ متر ضخامت، عمدتاً مارنی است که دارای لایه‌های بسیار نازک تجمعات ماکروفسیل (shell bed) همچون بازوپا، شکم‌پا (شکل ۳D) و دوکفه‌ای می‌باشد. آخرین بخش، یک واحد کربناته است که در انتهای آن سنگ آهکها تحت تأثیر فرآیند دولومیتی شدن قرار گرفته‌اند. در این بخش، سنگ آهکها حاوی تجمعات ماکروفسیل، دوکفه‌ای و اکیئوئید می‌باشند. افق قرمز رنگ خاک قدیمه دیگری نیز در این بخش دیده می‌شود که تا چندین کیلومتر می‌توان آن را دنبال کرد (شکل ۳E). در قاعده واحد آخر یک بخش حاوی تجمعات فسیلی دیده می‌شود (شکل ۳F و ۳G). بر روی این بخش، شیل و مارن‌های سبز رنگ سازند خانگیران قرار می‌گیرند که توپوگرافی پستی را در منطقه ایجاد کرده‌اند.



شکل ۲: ستون چینه سنگی سازند چهل کمان در برش الگو و تفکیک واحدهای سنگی



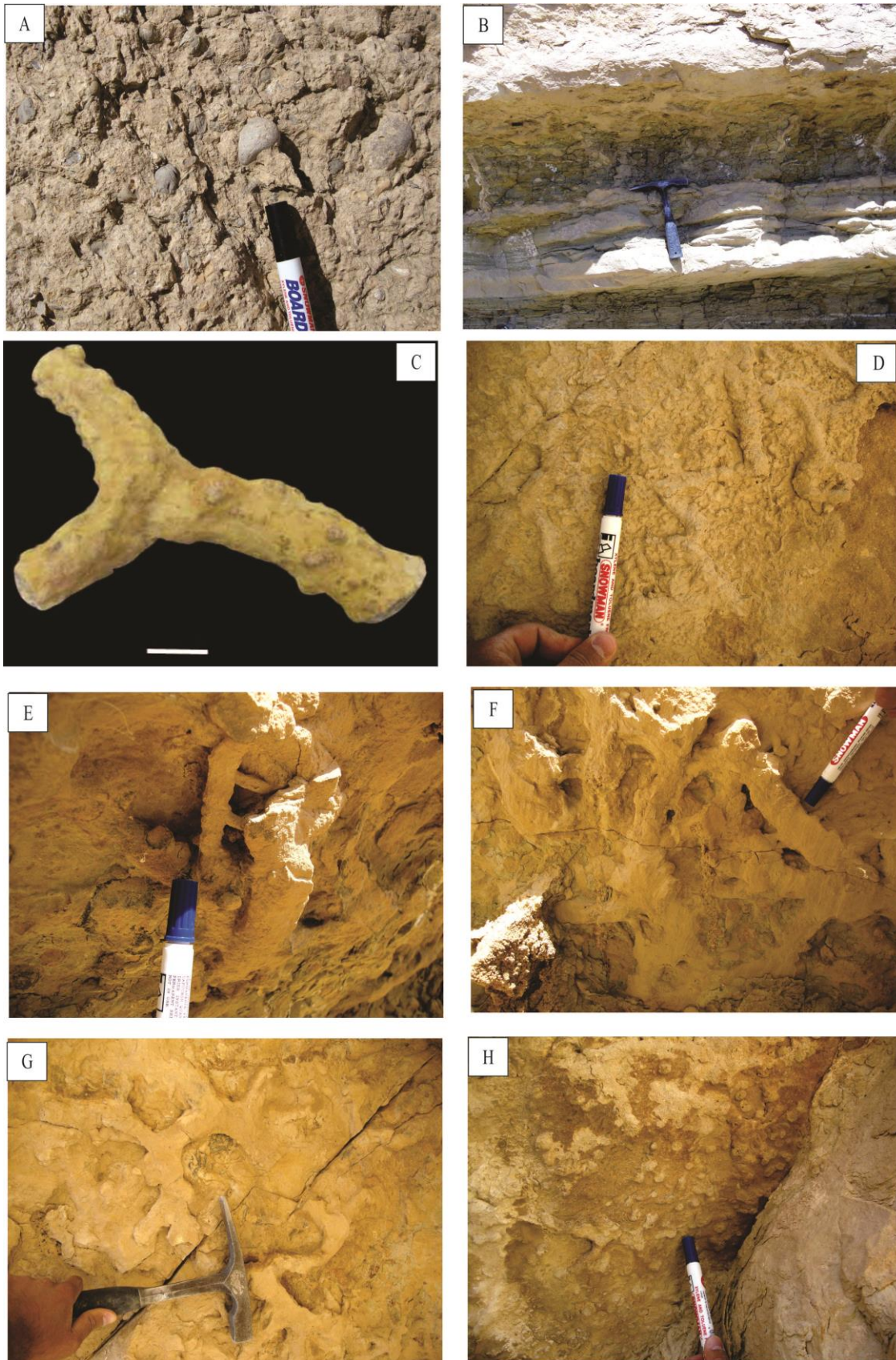
شکل ۳: (A) مرز پایینی و بالایی سازند چهل کمان با سازندهای پسته‌لیق و خانگیران و موقعیت افشهای خاک قرمز قدیمه در واحدهای ۲ و ۴ سازند چهل کمان؛ (B) لامیناسیون مورب؛ (C) افق قرمز رنگ خاک قدیمه اول سازند چهل کمان واقع در سنگ آهکهای ماسه‌ای واحد ۲؛ (D) سنگ آهکهای حاوی تجمعات شکم‌پایان؛ (E) افق قرمز رنگ خاک قدیمه دوم سازند چهل کمان در واحد ۴؛ (F) سنگ آهکهای حاوی تجمعات دوکفه‌ای؛ (G) نمای دیگری از افق صدف سنگ.

irregulaire به صورت منشعب، سینوسی شکل و پریپیچ خم دیده می‌شود که از دیگر گونه‌های *Ophiomorpha* دندریتی و چندوجهی بسیار متفاوت است (Anderson & Monaco & Droser, 1998). این نام اولین بار به وسیله Monaco & Giannetti (2001) و Monaco & Grassino (2001) برای *Ophiomorpha* بزرگ منشعب در رسوبات ژوراسیک ایتالیا استفاده شد. در رژیم‌های کربناته، این اثررخساره منطبق بر بخش‌های میانی رمپ و تحت کرانه‌ای یا ساب تایدال است. میزان زیست‌آشفستگی و تنوع و فراوانی اثر فسیلها در این اثررخساره نسبت به اثررخساره کروزیانا کمتر است. وضعیت بستر به دلیل انتقال مجدد به وسیله امواج نامساعد است. جانداران موجود در این اثررخساره از لحاظ رفتاری با ایجاد پناهگاهی (ایجاد حفرات قائم در بستر یا سبک زندگی درون رسوب زی) در مقابل شرایط سخت محیطی و نوسانات شوری و اکسیژن، توانایی سازگاری بیشتری را با محیط رسوبی نسبت به جانداران سطح رسوب زی همچون کروزیانا دارند (بایت گل و همکاران، ۱۳۸۹).

ایکونوجنس *Bergaueria* در این پژوهش، برای اولین بار از رسوبات پالئوژن کپه داغ گزارش می‌شود. این ایکونوجنس تاکنون از رسوبات کامبرین پیشین تا پلئستوسن گزارش شده است (Pickerill, 1989). عرض این ایکونوجنس از عمق آن بیشتر است و به صورت لوله‌های عمودی تا میل با دیواره‌های موازی نازک دیده می‌شود که در قسمت انتهایی به یک برآمدگی دکمه مانند گرد ختم می‌شود. برش عرضی آن تقریباً گرد است. وجود اثرفسیل *Bergaueria* نشان‌دهنده اثررخساره کروزیانا می‌باشد. اثرفسیل‌های این اثررخساره نشان‌دهنده فعالیت جانوران شکارچی و تغذیه کننده از رسوبات در محیط‌های حاشیه ساحلی، به خصوص حاشیه ساحلی پایینی و دور از ساحل، در یک بستر نرم با نرخ رسوب‌گذاری بالا است (Pemberton et al., 1992, 2001).

اثرفسیل‌های مشاهده شده در سنگ آهک‌های ماسه‌ای سازند چهل کمان شامل *Ophiomorpha Bergueria* isp. و *Ophiomorpha nodosa irregulaire* isp. می‌باشند (شکل ۴). این اثرفسیلها بر اساس منابعی همچون وزیری (۱۳۸۴)، خسروتهرانی (۱۳۸۱)، Seilacher (2007) شناسایی و مطالعه شده‌اند.

قدیمی‌ترین *Ophiomorpha* گزارش شده که یک اثرفسیل تغذیه‌ای با تونلهای افقی و قائم است، از لایه‌های به سن پنسلوانین میانی سازند مورگان در شمال ایالات یوتا و کلرادو گزارش شده است (Dries & Dott, 1984). *Ophiomorpha* می‌تواند به شکل تونلهای قائم و استوانه‌ای، تونلهای به هم پیوسته و داربستی و تونلهای پریپیچ و خم دیده شود (Frey et al., 1978). ساختمان *Ophiomorpha* تحت تأثیر انرژی محیط است و به میزان و ماهیت رسوب‌گذاری بستگی دارد. به نظر می‌رسد تشکیل آنها به صورت دوره‌ای بوده است، به نحوی که در دوره‌های رسوب‌گذاری پرانرژی، تونلهای قائم و میل و در دوره‌های کم انرژی، عمدتاً تونلهای افقی گسترش یافته‌اند. این اثرفسیل متعلق به اثررخساره اسکولایتوس می‌باشد که در بسترهای ماسه‌ای جور شده محیط‌های دریایی ایجاد می‌شود. به باور MacEachern et al. (2007)، این اثررخساره در محیط‌های بالایی و میانی حاشیه ساحلی و پیش ساحل که تغییرات ناگهانی در میزان رسوب‌گذاری، فرسایش و انتقال مجدد رسوبات متداول است، تشکیل می‌گردد. موجودات زنده در این اثررخساره، باید توانایی عکس‌العمل سریع در شرایط پرتنش را داشته باشند. شناسایی گونه‌های مختلف *Ophiomorpha* بر اساس شکل و آرایش پلتهای موجود در دیواره تونلها انجام می‌شود. گونه *Ophiomorpha nodosa* دارای پلتهای متراکم، دیسکی شکل، تخم مرغی یا چند گوشه می‌باشد که به طور نامنظم تا منظم در دیواره تونلها چیده شده‌اند. گونه *Ophiomorpha*



شکل ۴: (A) تصویری از کنگلومرا و قطعات موجود در آن؛ (B) موقعیت سنگ آهکهای ماسه‌ای که در قاعده آن اثر فسیلها دیده می‌شوند. (C) *Ophiomorpha* (D) *irregulare* (E-F) *Ophiomorpha* isp. (G) *Ophiomorpha nodosa* (H) *Bergueria* isp. Vertical trace

Strosella haasteri, *Textularia* sp., *Triloculina* sp.,
Valvulina sp.

همچنین ۵ جنس و ۶ گونه از روزن داران کفزی کوچک نیز به شرح زیر شناسایی شده‌اند:

Cibicides abuderbensis, *Lenticulina turbinata*,
Lagena tenuistriata, *Nonionella auris*, *Nonionella austrian*, *Clavinoides aspera*.

جدول ۱: زون بندی روزن داران کفزی بزرگ (Shallow Benthic Zone: SBZ) (بر گرفته از Serra-Keil, 1998)

AGE (Ma)	Epoch	Stage	Polarity Chron.	Phanerozoic stratigraphy	Calcareous nannoplankton	Shallow benthic zones	Climatic events		
23.03 ± 0.0	Oligocene	L Chattian	C6C	P22	NP25	b	SBZ3		
			C7		CP19				
			C8						
			C9	b					
			C10	a	NP24	a	SBZ22B		
28.45 ± 0.1	E Rupelian	E Rupelian	C11	P20			SBZ22A		
				C12	P19	NP23	CP18		
				P18		CP17			
				P17	NP22	CP16	c	SBZ21	
				P16	NP21	CP16	b		
33.90 ± 0.1	L Priabonian	L Priabonian	C13	P17	NP20	b	SBZ20		
				C15	P16	NP19	CP15	a	SBZ19
				C16	P15	NP18	a		
				P15				SBZ18	
				C17	P14	NP17	b		
37.20 ± 0.1	Bartonian	Bartonian	C18	P13	NP16	a	SBZ17		
					P13	CP14			
								MECO ~40.1 Ma	
				C19	P12	NP16	a	SBZ16	
								SBZ15	
40.40 ± 0.2	M Lutetian	M Lutetian	C20	P11	NP15	b	SBZ14		
					P11	CP13			
								SBZ13	
				C21	P10	NP14	b		
					P10	CP12	a		
48.60 ± 0.2	E Ypresian	E Ypresian	C22	P9	NP13	CP11	SBZ12		
					P8				
				C23	P7	NP12	CP10	SBZ11	
								~52-50 Ma EECO (~53-51 Ma)	
								SBZ10	
55.80 ± 0.2	L Thanetian	L Thanetian	C24	P6	NP11	CP9	SBZ9		
					P6	NP10	CP9	b	SBZ8
					P6	NP10	a	SBZ7	
					P6	NP10	a	SBZ6	
					P6	NP10	a	SBZ5	
55.80 ± 0.2	E Danian	E Danian	C25	P5	NP9	CP8	SBZ4		
					P5	NP9	CP8	a	PETM ~55.8 Ma (~55.5 Ma)
					P5	NP9	CP8	a	
					P5	NP9	CP8	a	
					P5	NP9	CP8	a	
58.70 ± 0.2	M Selandian	M Selandian	C26	P4	NP8	CP7	SBZ3		
					P4	NP7	CP6		
					P4	NP6	CP5		
					P4	NP6	CP5		
					P4	NP6	CP5		
61.70 ± 0.2	E Danian	E Danian	C27	P3	NP5	CP4	SBZ2		
					P3	NP4	CP3		
					P3	NP4	CP3		
					P3	NP4	CP3		
					P3	NP4	CP3		
65.50 ± 0.3			C28	P1	NP3	CP2	SBZ1		
					P1	NP2	CP1	b	
				P1	NP1	CP1	a		
				P1	NP1	CP1	a		
				P1	NP1	CP1	a		

زیست چینه نگاری

روزن داران پالتوسن به دلیل قرار گرفتن بین رویداد انقراضی بزرگ مرز کرتاسه - پالتوژن (K/Pg) و رویداد بیشینه حرارتی مرز پالتوسن - اتوسن (PETM= Paleocene Eocene Termal Maximum)، از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند. روزن داران کفزی بزرگ به دلیل تنوع سریع و انقراض ناگهانی، از نظر چینه شناسی حائز اهمیت هستند. تقریباً یک دهه از زون بندی ارائه شده توسط Serra-Kiel *et al.* (1998, 1999) برای روزن داران کفزی بزرگ (SBZ) می‌گذرد (جدولهای ۱ و ۲) و کاربرد تجمعات این روزن داران در بررسی مرز پالتوسن - اتوسن معمول شده است. این زون بندی تاکنون در بیش از ۱۲۰ مقاله منتشر شده بین سالهای ۱۹۹۹ و ۲۰۰۶ استفاده شده است. در این مطالعه نیز از این زون بندی و زون بندی Cavelier & Pomerol (1983) که در آن بایوزون *Ranikothalia sindensis* Partial Zone در مقیاس چینه شناسی پالتوژن ارائه شده، استفاده شده است (شکل ۵).

روزن داران کفزی بزرگ شناسایی شده (Plate 1-2) در این پژوهش عبارتند از:

Akbarina primitiva, *Biloculina* sp., *Coskinon rajkae*, *Cribrobulimina carniolica*, *Cuvillerina* sp., *Daviesina* sp., *Daviesina iranica*, *Elphidium* sp., *Fabularia* sp., *Kathina* sp., *Haymanella elongata*, *Kathina selveri*, *Kayseriella decastroi*, *Idalina sinjarica*, *Laffitteina* sp., *Laffitteina bibensis*, *Laffitteina erki*, *Laffitteina calvezae*, *Lockhartia diversa*, *Lockhartia conditi*, *Lockhartia haimei*, *Mississippinidae* indent, *Miscellanites iranicus*, *Miscellanea* sp., *Miscellanea juliettae*, *Miscellanea miscella*, *Operculina salsa*, *Millilods*, *Operculina subgranulosa*, *Ornatorotalia granum*, *Operculina haberi*, *Pseudocuvillierina sireli*, *Ranikothalia sindensis*, *Ranikothalia nuttalli*, *Rotalia trochidiformis*, *Sakesaria* sp., *Smoutina* sp.,

در برش الگو در نظر گرفته می‌شود. در این برش سه بایوزون *Idalina*, *Coskinolina rajkae* Zone (SBZ3), *Ranikothalia sindensis* و *sinjarica* Range Zone Partial zone در سازند چهل کمان و یک بایوزون *Globanomalina chapmani* interval rengo zone در قاعده سازند خانگیران شناسایی شده‌اند. همچنین رسوبات این سازند با *Miscellanea-Kathina* Assemblage zone (بایوزون شماره ۴۳ از زون بندی Wynd, 1965) قابل انطباق و مقایسه می‌باشد.

جدول ۲: بایوزونهای استاندارد جهانی بر مبنای روزن‌داران کفزی بزرگ (Serra-Keil et al., 1999)

Age	Serra-Keil et al. (1999)
Priabonian	<i>Nummulites fabianii</i> Zone (SBZ 19)
Bartonian	<i>Nummulites perforatus</i> Zone (SBZ 17)
Late Lutetian	<i>Nummulites aturicus</i> Zone (SBZ 16)
Middle Lutetian	<i>Nummulites millecaput</i> Zone (SBZ 15)
Late Cuisian	<i>Asterocyclina alticostata gallica</i> Zone (SBZ 12-14)
Thanctian	<i>Idalina sinjarica</i> Zone (SBZ 3-6)
Thanctian	<i>Assilina yvettae</i> Zone (SBZ-4)
Thanctian	<i>Coskinolina rajkae</i> Zone (SBZ-3)

بر مبنای زون بندی Serra-Kiel (1998)، بایوزونهای SBZ2 تا SBZ4 برای توالیهای کربناته سازند چهل کمان

Geochronometric Scale (Ma)	Magnetic anomalies	Chernozones (strontium)	Epochs	Standard stages	Stages Stratotypes	Planktonic foraminifera Zones	Nannoplankton Zones	Radiolaria Zones	Dinoflagellate Zones	Nummulite Zones (and other larger Foraminifera)	Alveolina Zones	Mammal Levels (Western Europe)	Charphyta Zones
53 - 58	E1		Late Paleocene		Thanctian	P5 M. velascoensis	Np9 Discoaster multiradiatus		Apectadinium hyperacanthum	N. robustiformis N. fraasi	A. ellipsoidalis A. cucumiformis	Oomaar silverinna	Peckichara discramas
	P7				Lamdenian	P4 P. pseudomenardii	Np8 Heliolithus riedell Np7 Discoaster mehleri				Glomalveolina levis Glomalveolina Primaeva	Creney Henat	Sphaerochara edda
59 - 635	P6				Selandian	P3b P. pusilla	Np6 Heliolithus kleinpelli		Deflandrea speciosa	Ranikothalia sindensis			Micrachara vestita
	P5				Momian	P3a M. angulata	Np5 Fasciculithus tympaniformis	Unzoned				Hainin	Amylochara concava
	P4					P2 M. uninata	Np4 Ellipsolithus macellus						
	P3					P1c S. trinidadensis	Np3 Chiasmolithus danicus		Danea mutabilis				
	P2					P1b S. pseudobuloides	Np2 Cruciplacolithus tenuis						
65 - 66.5	P1		Early Paleocene		Danian	P1a G. eugubina	Np1 Markatulus inversus						

شکل ۵: معرفی بایوزون *Ranikothalia sindensis* در مقیاس چینه شناسی پالئوژن (برگرفته از Cavalier & Pomerol, 1983؛ با ترسیم مجدد)

سنگ آهکهای بالایی سازند چهل کمان تحت تأثیر فرآیند دولومیتی شدن قرار گرفته‌اند و ثبت فسیلی بسیار ضعیفی دارند. از طرفی اولین نمونه‌های برداشت شده از سازند شیلی خانگیران نشان دهنده سن E4 و ایزوپزین آغازین است. هادوی و همکاران (۱۳۸۰) و مافی (۱۳۸۰)، با توجه به وجود جنسهای شاخص *Discoaster* و *Tirbrachiatus* از نانوفسیلهای آهکی و اولین ظهور گونه‌های *Discoaster* *Tirbrachiatus* و *Discoaster kuepperi dodoensis* سن ابتدای سازند خانگیران را ائوسن زیرین (ایزوپزین) تعیین کرده‌اند. همچنین صلاحی (۱۳۹۰) سن قاعده سازند خانگیران در برش ناودیس چهل کمان را بر مبنای روزن‌داران پلانکتون ایزوپزین در نظر گرفته است.

حضور گونه‌هایی مانند *Coskinon rajkae*, *Elazigella*, *Miscellanea yvettae*, *Lockhartia diversa*, *altineri* و *Criobulimina carniolica*, *Ranikothalia nuttalli* و *Idalina sinjarica* نشان دهنده سن تانتین و مطابق بایوزون SBZ3 است و بعضی فرمها مانند *Akbarina primitiva* و *Haymanella elongata*, *Pseudocuvillerina sireli* و *Miscellanea* sp. نشان دهنده آشکوب قدیمی تر پالئوسن یعنی سلاندین (SBZ2) می‌باشند. مطابق با نوشته Serra-Kiel (1998)، گسترش زمانی *Idalina sinjarica* بین SBZ3 تا SBZ6 است. در منطقه مورد مطالعه گونه‌های شاخص سلاندین و تانتین شناسایی شده‌اند که سن سلاندین تا تانتین را برای این سازند تأیید می‌کنند.

Plate 1

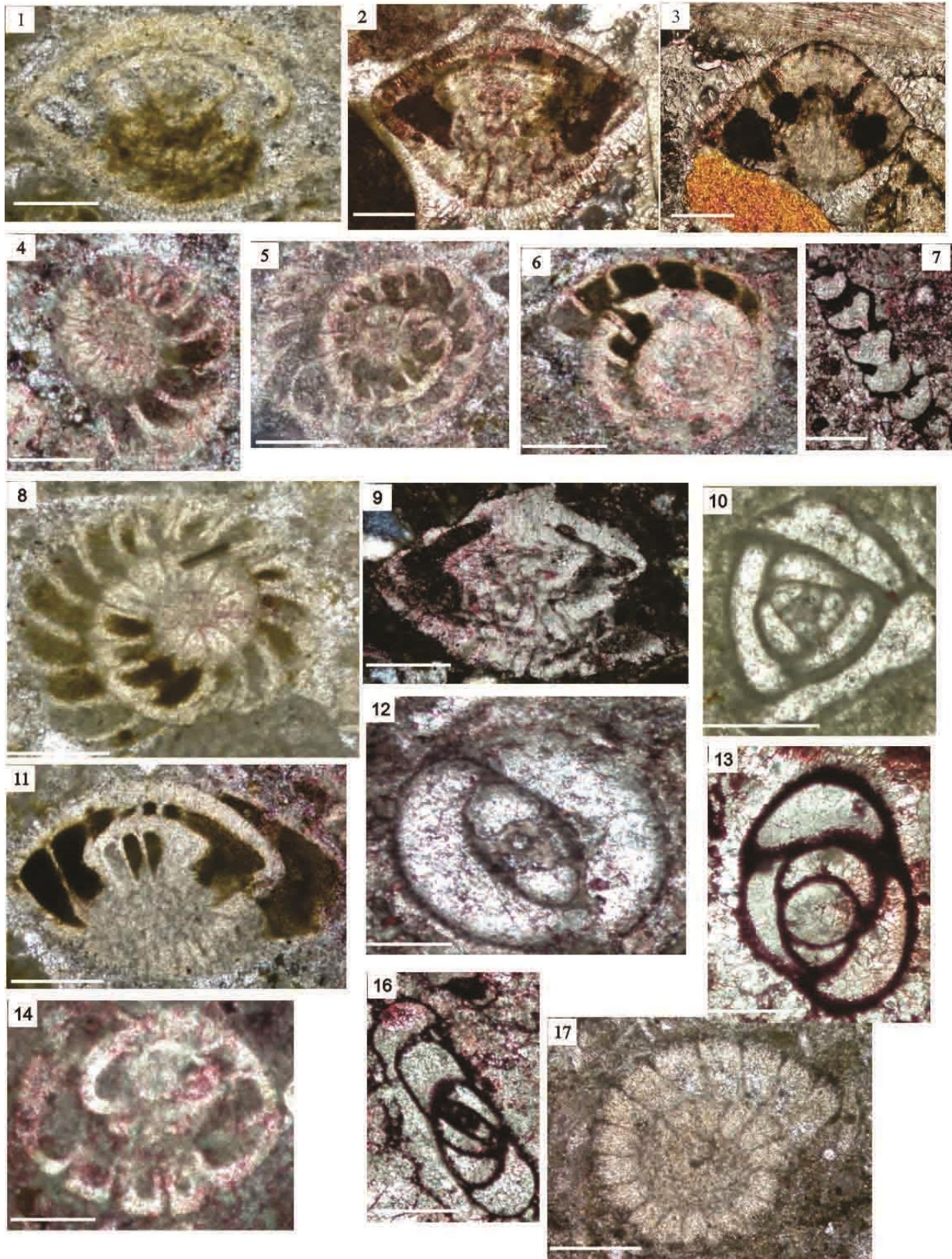


Plate 1

1-2) *Smoutina* sp.; 3) *Rotalia* aff. *Trochidiformis*; 4) *Operculina* sp.; 5) *Davisina* sp.; 6) *Operculina subgranulosa*; 7) *Haymanella elongate*; 8) *Daviesina iranica*; 9) *Laffitteina calvezae*; 10) *Triloculina* sp.; 11) *Pseudocwillierina sireli*; 12) *Biloculina* sp.; 13, 16) Millolids; 14) *Ornatorotalia granum*; 16) *Ornatononion moorkensii*; 17) *Akbarina primitiva* (Scale: 1mm)

Plate 2

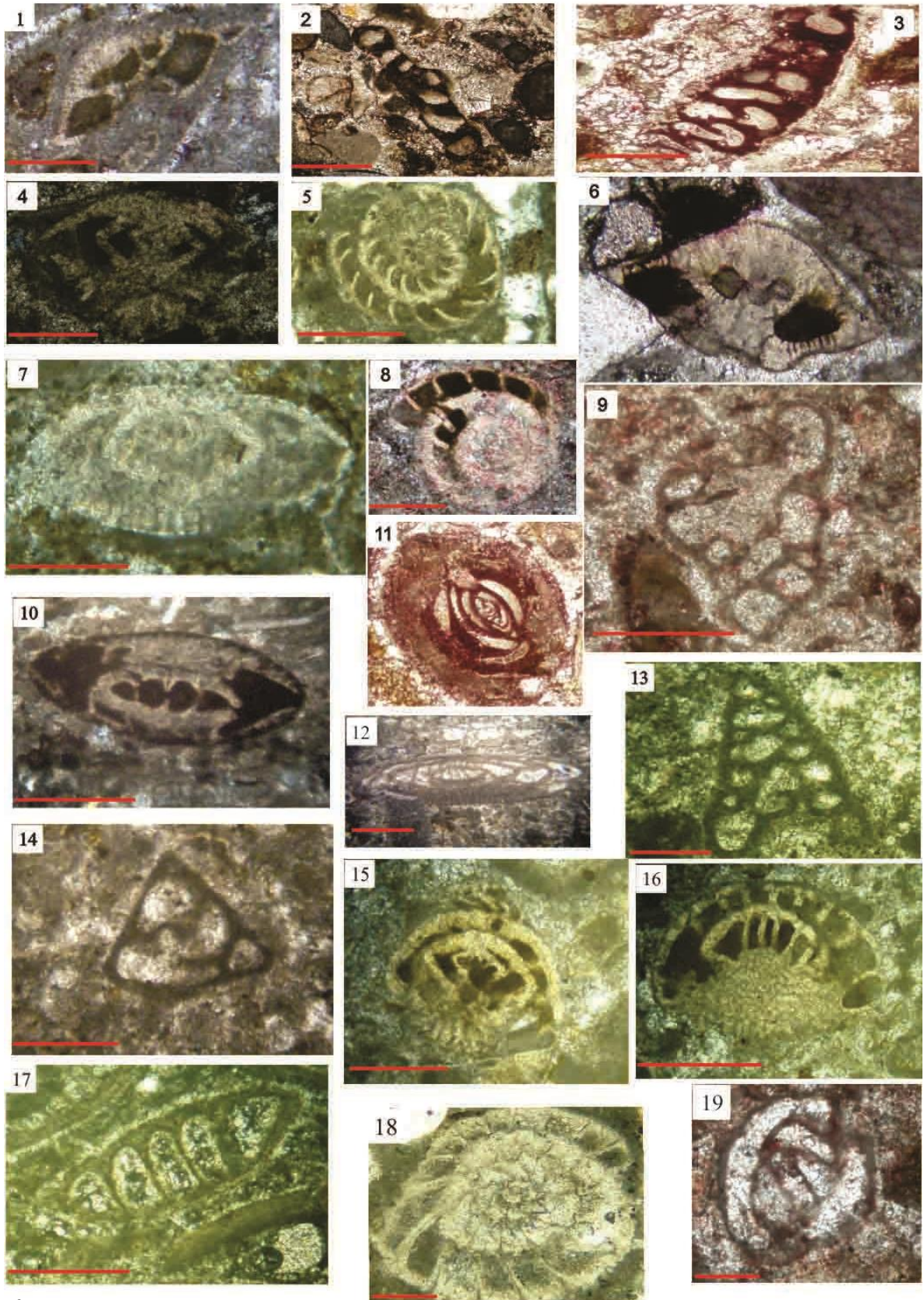


Plate 2

1, 6, 16) *Rotalia trochidiformis*; 2) *Kaysarella decastroi*; 3) *Coskinon rajkae*; 4) *Kathina selveri*; 5) *Miscellanea* sp.; 7) *Laffitteina* sp.; 8) *Operculina subgranulosa*; 9) *Missippindae*; 10, 12) *Ranikothalia sindensis*; 11) *Idalina sinjarica*; 13) *Sakesaria* sp.; 14) *Valvulina* sp.; 15) *Ornatorotalia granum*; 17) *Elphidium* sp.; 18) *Miscellanea* sp.; 19) *Fabularia* sp. (Scale: 1 mm)

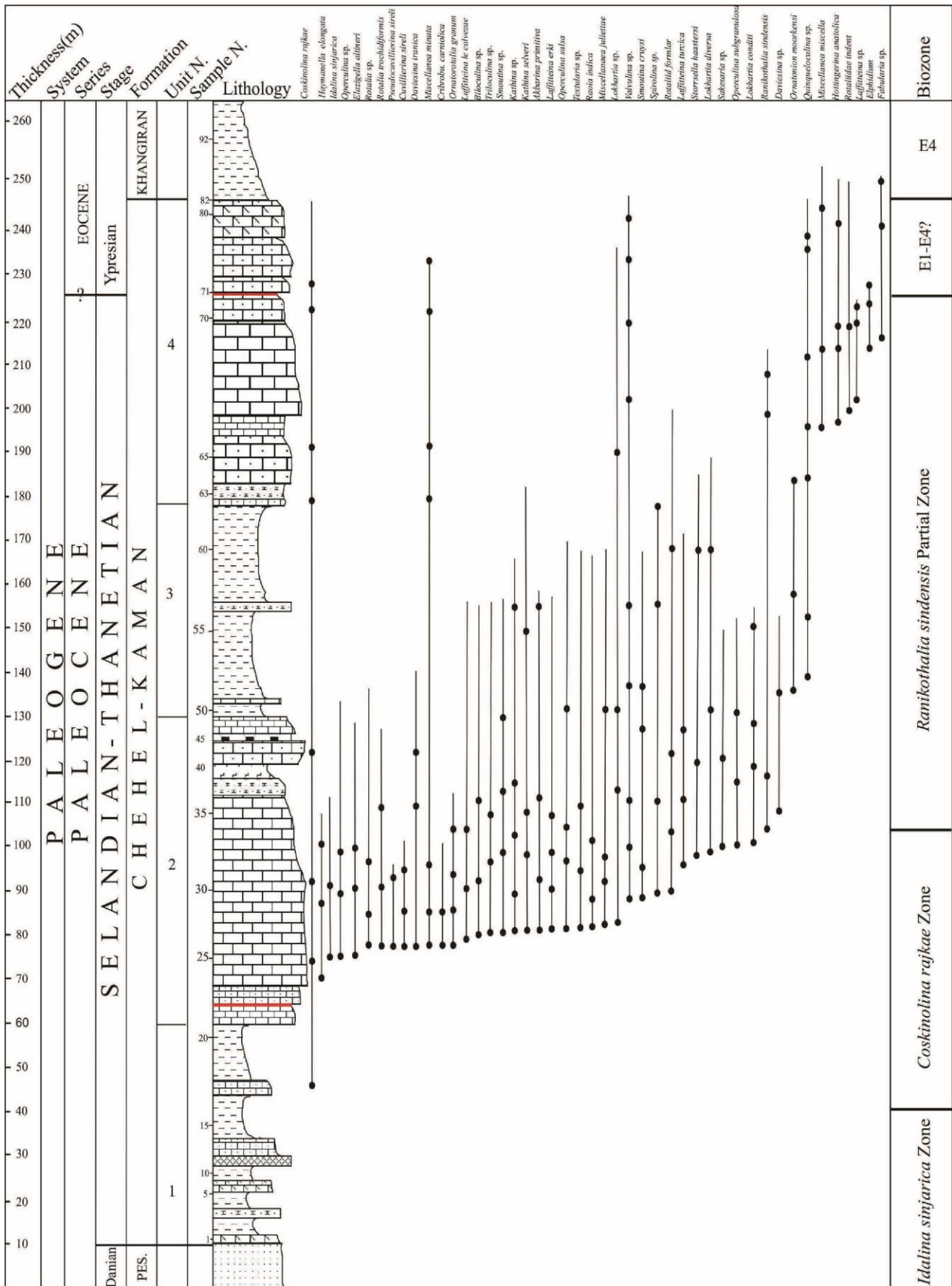
تا قبل از افق قرمز رنگ خاک قدیمه در واحد ۴ سازند چهل‌کمان که پیش‌تر به آن اشاره شد، وجود روزن‌داران کفزی بزرگ تأیید‌کننده سن سالندین - تانتین است؛ لذا می‌توان گفت به دلیل ظهور *Coskinon rajkae* (شاخص آغاز تانتین) در رسوبات ابتدایی سازند، بیشتر ضخامت رسوبات سازند چهل‌کمان در آشکوب تانتین نهشته شده است. بعد از افق قرمز رنگ خاک قدیمه، گونه شاخص *Miscellina miscella* حضور دارد که بنابر نوشته Bolli & Krasheninikov (1977)، تا آشکوب ایرزین (ائوسن پیشین) در نظر گرفته شده است. نتایج مطالعات انجام گرفته حاکی از این است که افق قرمز رنگ خاک قدیمه موجود در بخش آخر سازند چهل‌کمان احتمالاً مرز پالئوسن - ائوسن است. بنابراین مرز پالئوسن - ائوسن در سازند چهل‌کمان به صورت ناپوستگی فرسایشی گزارش می‌شود. شکل ۶، نمودار گسترش عمودی روزن‌داران شناسایی شده در طول برش را نشان می‌دهد.

دیرینه‌بوم‌شناسی

روزن‌داران کفزی، معمول‌ترین اجزای پلاتفرم کربناته در دوره پالئوژن هستند و تغییرات شاخصی را از نظر دگرشکلی در دوره بلوغ و اندازه پسته در گذر از پالئوسن - ائوسن متحمل می‌شوند (Hottinger, 1998). روزن‌داران پالئوسن به دلیل قرار گرفتن بین مرز K/Pg و حادثه گرم شدن جهانی مرز پالئوسن / ائوسن اهمیت ویژه‌ای دارند. این روزن‌داران در شرایط دریایی گرم کم‌عمق و الیگوتروفیک شکوفایی پیدا می‌کنند. بنابراین اطلاعات خوبی در مورد شرایط محیطی قدیمه در اختیار ما قرار می‌دهند (Hallock & Glenn, 1986; Hallock, 2000). مطالعات نشان داده که تنوع روزن‌داران کفزی بزرگ به شرایط آب و هوایی قدیمه مرتبط است و بنابراین ابزار خوبی برای فهمیدن شرایط آب و هوایی قدیمه در پالئوژن

می‌باشند (Hallock *et al.*, 1991; Scheibner *et al.*, 2005; Scheibner & Speijer, 2008). تنوع روزن‌داران کفزی بزرگ، نتیجه عملکرد عوامل متعددی همچون دما، رژیم غذایی، تغییر سطح آب دریا، میزان بالای فعالیت تکاملی، مهاجرت و پراکنندگی آنها در محیط دریایی کم عمق در دوره پالئوژن می‌باشد (Jones, 1999; Renema, 2007). بسیاری از دیرینه‌شناسان بر روی تأثیر مستقیم روزن‌داران کفزی بزرگ و دما بحث کرده‌اند (Jones, 1999; Hallock, 2000; BouDagher-Fadel, 2008). افزایش دمای جهانی از پالئوسن پایانی تا ائوسن میانی، ممکن است باعث افزایش منطقه کم عمق شلف شده باشد که در شرایط مناسب دمایی برای تولید مثل روزن‌داران کفزی بوده است. طی رویداد PETM، شرایط الیگوتروفیک محیط افزون می‌گردد در حالی که محیطهای شلف، بیشتر یوتروفیک می‌شوند. Scheibner & Speijer (2009) پیشنهاد داده‌اند که ناپدید شدن اولیه گونه‌ها در رویداد PETM به وسیله شرایط یوتروفیک در محیطهای شلف ایجاد شده است. شواهد روان‌آبهای خشکی پیشنهاد می‌دهد که مواد غذایی در محیطهای شلف به دام می‌افتند در حالی که محیطهای دریایی باز با کمبود مواد غذایی روبرو می‌شوند (Bralower *et al.*, 2002; Gibbs *et al.*, 2006). زمانی که شرایط الیگوتروفیک مجدداً حاکم می‌شود، گونه‌های زنده، کنامهای بوم‌شناختی^۱ جدیدی را اشغال می‌کنند. مقدار و میزان ورودی CO₂ به اقیانوسها عامل مهم گرم‌شدگی آب و هواست. Scheibner & Speijer (2008) پیشنهاد داده‌اند که افزایش اسیدیته اقیانوسها به دلیل افزایش CO₂ طی PETM است. تغییرات سطح آب دریا ممکن است نقش مهمی را در تنوع

1- ecological niche



شکل ۶: نمودار گسترش عمودی روزن‌داران شناسایی شده در طول برش الگوی سازند چهل‌کمان

می‌دهد که احتمالاً چنین قطع‌شدگی پیرامون محیط‌های پلاتفرمی عرض‌های جغرافیایی پایین اتفاق افتاده است (Scheibner *et al.*, 2005). بر اساس مطالعات Afzal (2010)، جنس‌های *Ranikothalia* و *Miscellanea* در گذر از مرز PETM دچار تغییرات مهمی نمی‌شوند و خیلی سریع خود را با شرایط محیط تطابق می‌دهند.

در مطالعه حاضر نیز این جنسها در گذر از مرز دچار تغییر و تحول اساسی نمی‌شوند (شکل ۷). بنابراین با توجه به حضور فراوان روزن‌داران کف‌زی بزرگ می‌توان شرایط الیگوتروفیک و کم‌عمق تا بسیار کم عمق را برای سازند چهل‌کمان در نظر گرفت. بسیاری از جنس‌های روزن‌داران کف‌زی بزرگ موجود در توالی‌های سنگ آهکی سازند چهل‌کمان مانند *Akbarina primitiva*, *Coskinon sireli* در آب‌های گرم اعماق کم تا بسیار کم محیط‌های دریایی گزارش شده‌اند.

بیشتر روزن‌داران کف‌زی کوچک شناسایی شده در سازند چهل‌کمان شامل *Cibicidoides*, *Anomalinoides* spp. و *Gyroidinoides* spp. می‌باشند که این موجودات درون‌زی، شرایط کم عمق اکسیژن‌دار را نشان می‌دهند.

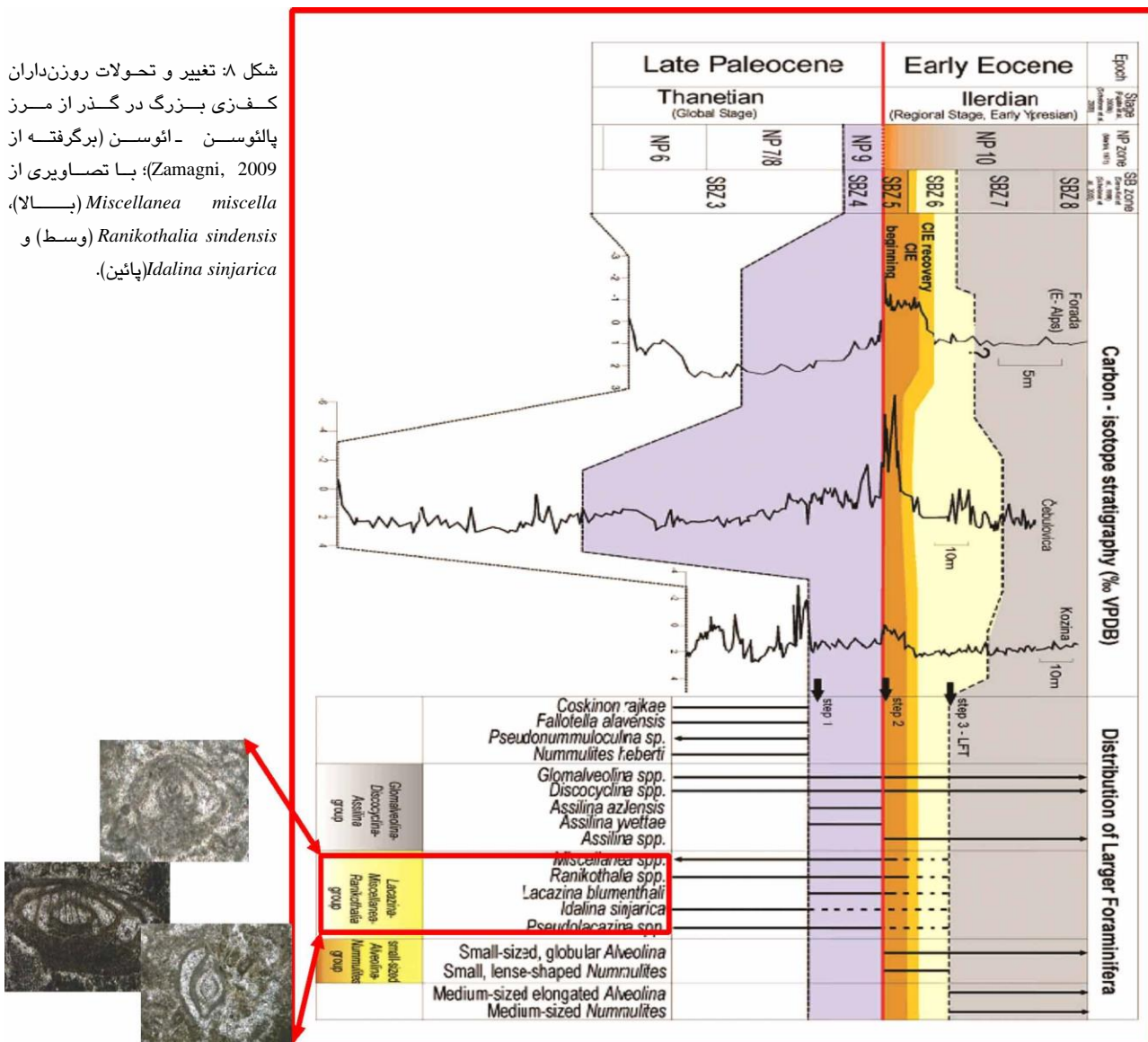
نتیجه‌گیری

سازند چهل‌کمان در برش الگو، عمدتاً از سنگ آهک، دولومیت آهک‌ماسه‌ای و میان‌لایه‌های شیلی و مارنی تشکیل شده است. بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی، سازند چهل‌کمان از ۴ واحد سنگی تشکیل شده است. با توجه به شناسایی ۲۸ جنس و ۲۲ گونه از روزن‌داران کف‌زی بزرگ، سن سالاندین تا ایپرزین برای این رسوبات پیشنهاد می‌شود. بر مبنای روزن‌داران کف‌زی بزرگ در برش الگو، بیوزون‌های *Idalina sinjarica* range zone

روزن‌داران کف‌زی منطقه کم عمق ایفا کنند. به عنوان مثال در هنگام بالا رفتن سطح آب دریا، فضای بیشتری برای ساکن شدن روزن‌داران کف‌زی مهیا می‌گردد (Renema, 2007). (Sluijs *et al.*, 2008) نتیجه گرفته‌اند که قبل از گرم‌شدگی جهانی، یک بالاآمدگی سطح آب دریا در مقیاس جهانی روی داده است و حداکثر سطح غرقابی در طول این دوره وجود داشته است.

مطالعات اخیر در پلاتفرم شمال اسپانیا (Orue-Etxebarria *et al.*, 2001; Pujalte *et al.*, 2003) تغییرات تکاملی روزن‌داران کف‌زی (LFT) منطبق با PETM در بخش‌های عمیق‌تر حوضه است. در اسپانیا LFT با تغییرات مورفوتایپ‌های نومولیتها مشخص می‌شود. در مقایسه با روزن‌داران کوچک دریا‌های عمیق که ۴۰٪ انقراض را نشان می‌دهند (Benthic Extinction Event = BEE)، روزن‌داران کف‌زی بزرگ متحمل انقراض ناگهانی نمی‌شوند. PETM یک شرایط ناگهانی برای آنها نیست و تنها شرایط سکنی و مواد غذایی آنها تغییر کرده است. روزن‌داران کف‌زی بزرگ در پهنه نورانی و با جلبکها همزیستی دارند در حالی که روزن‌داران کف‌زی منطقه عمیق‌تر به نور و مواد غذایی وابسته نیستند. روزن‌داران کف‌زی بزرگ که به وسیله شیوه زندگی انفرادی طولانی مدت و تولید مثل پایین مشخص می‌شوند، در شرایط الیگوتروفیک شکوفایی پیدا می‌کنند و از دیدگاه بوم‌شناختی اصطلاحاً راهبرد یا استراتژی $2K$ دارند. در زمان کاهش یا قطع ناگهانی شرایط محیطی الیگوتروفیک، بیشتر این فرمها ناپدید می‌شوند (Hottinger, 1982). جایگزینی SBZ4 به وسیله SBZ5 با انقراض تاکسای پالئوسن مانند *Ranikothalia* و *Miscellanea* و افزایش نومولیتها و آلوتولینیدها نشان

شکل ۸: تغییر و تحولات روزن‌داران کفزی بزرگ در گذر از مرز پالئوسن - ائوسن (برگرفته از Zamagni, 2009); با تصاویری از *Miscellanea miscella* (بالا)، *Ranikothalia sindensis* (وسط) و *Idalina sinjarica* (پائین).



اثر خساره‌های کروزیانا و اسکولایتوس قرار می‌گیرند. مطالعات دیرینه بوم شناختی نشان دهنده شرایط گرم، کم عمق و الیگوتروفیک در زمان نهشته شدن سازند چهل کمان می‌باشند.

Ranikothalia و *Coskinolina rajkae* Zone (SBZ3) *sindensis* Partial range zone در سازند چهل کمان معرفی شده‌اند. به احتمال زیاد مرز پالئوسن - ائوسن به صورت ناپوستگی فرسایشی بوده است که با خاک قدیمه مشخص می‌شود. اثر فسیلهای شناسایی شده در

منابع

افشار حرب، ع. ۱۳۷۳. زمین شناسی ایران: زمین شناسی کپه داغ. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۵ ص.
 بایت گل، آ.، محبوبی، ا.، حسینی برزی، م.، موسوی حرمی، ر.، ۱۳۸۹. مدل اکتولوژیکی نهشته‌های آواری سازند شیرگشت در زیرپهنه کلمرد ایران مرکزی. پژوهشهای چینه نگاری و رسوب شناختی دانشگاه اصفهان، ۳۸: ۴۳-۶۸.

- خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۱. ایکنولوژی و کاربرد آن در زمین شناسی. انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی، ۲۵۶ ص.
- وزیری، م.ر.، داستانیپور، م.، ناظری، م.، ۱۳۸۴. مبانی دیرینه شناسی، جلد اول. انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۳۵۹ ص.
- Anderson, B.G., & Droser, M.L., 1998. Ichnofabrics and geometric con figurations of Ophiomorpha within a sequence stratigraphic framework: an example from the Upper Cretaceous US western interior. *Sedimentology* 45: 379-396.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981, Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18: 210-265.
- Bolli, H.M., & Krasheninnikov, V.A., 1977. Problems in Paleogene and Neogene correlations based on planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, 23 (4): 436-452.
- Boudagher-Fadel, M.K., 2008. Evolution and Geologic al Significance of Larger Benthic Foraminifera. *Developmen ts in Paleontology and Stratigraphy, Elsevier*, Amsterdam, 21: 1-540.
- Bralower, T.J., Premoli-Silva, I., Malone, M.J., et al., 2002. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Report, Leg 198 College Station, Texas (Ocean Drilling Program), *SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY CHAPTER 1, LEG 198 SUMMARY*, p. 1-148.
- Bromly, R.G., 1990. Trace fossils: Biology and Taphonomy. *Unwin Hyman*, Boston. 280 p.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36: 441-505.
- Driese, S.G., & Dott, R.H.Jr. 1984. Model for Sandstone-Carbonate cyclothems based on upper member of Morgan formation (middle Pennsylvanian) of northern Utah and Colorado. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 68: 574-597.
- Elizabeth, R., Clechenko, D., Harrington, J., & Cynthia A., 2007. Terrestrial records of a regional weathering profile at the Paleocene-Eocene. *Geological Society of America Bulletin*, 119 (3-4): 428-442.
- Frey, R.W., Howard, J.D. & Pryor, W.A., 1978. Ophiomorpha: its morphologic taxonomic and environmental significant. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 23: 199-229.
- Gibbs, S.J., Bralower, T.J., Bown, P.R., Zachos, J.C., & Bybell, L.M., 2006, Shelf and open-ocean calcareous phytoplankton assemblages across the Paleocene-Eocene Thermal Maximim: Implication s for global productivity gradients. *Geology*, 34 (4): 233 -236.
- Grabau, A.W., 1904. On the classification of sedimentary rocks. *American Geologists*, 33: 228-247.
- Hallock, P., 2000. Symbiont-bearing foraminifera: Harbingers of global change? *Micro paleontology*, 46 (1): 95-104.
- Hallock, P., & Glenn, E.C., 1986. Larger foraminifera: A tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. *Palaios*, 1: 55-64.
- Hallock, P., Premoli Silva, I., & Boersma, A., 1991. Similarities between planktonic and larger foraminiferal evolutionary trends through Paleogene paleoceanographic changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 83: 49-64.
- Hottinger, L., 1982. Larger Foraminifera, giant cells with a historical background: *Naturwissenschaften*, 69: 361-371.
- Hottinger, L., 1998. Shallow benthic foraminifera at the Paleocen-Eocene boundary. *Strata*, 9: 61-64.
- Jones, R.W., 1999. Marine Invertebrate (chiefly foraminiferal) evidence for the palaeogeography of the Oligocene-Miocene of western Eurasia and consequences for terrestrial vertebrate migration. In: Agusti, J., Rook, L., & Andrews, P., (eds.), *The Evolution of Neogene Terrestrial Systems in Europe. Cambridge University Press*, Cambridge, p. 274-308.
- MacEachern, J.A., Pemberton. S.G., Gingras, M.K., & Bann, K.L. 2007. The ichnofacies paradigm: a fifty-year perspective. In: Miller, W.M., III (ed.), *Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects. Elsevier*, Amsterdam, pp. 52-77.
- Monaco, P., & Garassino, A., 2001. Burrows and body fossil of decapod crustaceans in the Calcarei Grigi, Lower Jurassic, Trento Platform (Italy). *Geobios*, 34: 291-301.
- Monaco, P., & Giannetti, A., 2001. Stratigraphia tafonomica nel Giurassico Inferiore dei Calcarei Grigi della Piattaforma di Trento. *Atti Ticinensi di Scenz a della Terra*, 42: 175 -209.
- Orue-Etxebarria, X., Pujalte, V., Bernaola, G., Apellaniz, E., Baceta, J.I., Payros, A., Nunez-Betelu, K., Serra-Kiel, J., & Tosquella, J., 2001. Did the late Paleocene thermal maximum affect the evolution of

- larger foraminifers? Evidence from calcareous plankton of the Campo section (Pyrenees, Spain). *Marine Micropaleontology*, 41: 45–71.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., & Frey, R.W., 1992. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: Walker, R.G., & James, N., (eds.), *Facies Models: Responses to Sea Level Change. Geological Association of Canada*, pp. 47-72.
- Pemberton, G.S., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D., & Sinclair, I.K., 2001. Ichnology, Sedimentology of shallow to marginal marine systems: Ben Nevis, Avalon Reservoirs, Jeanne D'Arc Basin. *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 15: 1– 343.
- Pickerill, R. K., Donovan, S.K., & Mitchel, S.F., 1998. Ichnology of late Pleistocene Port Morant Formation of southeastern Jamaica. *Caribbean Journal of Science* 34 (1-2): 12-32.
- Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Schmitz, B., Tosquella, J., Baceta, J.I., Payros, A., Bernaola, G., Caballero, F., & Apellaniz, E., 2003. Basal Ilerdian (earliest Eocene) turnover of larger foraminifera: Age constraints based on calcareous plankton and d13C isotopic profiles from new southern Pyrenean sections (Spain). In: Wing, S.L., et al., (eds.), *Causes and consequences of globally warm climates in the early Paleogene. Geological Society of America, Special Paper*, 369: 205–221.
- Scheibner, C., & Speijer, R.P., 2008. Late Paleocene-Early Eocene Tethyan carbonate platform evolution: A response to long and short-term paleoclimatic change. *Earth-Science Reviews*, 90: 71–102.
- Scheibner, C., & Speijer, R.P., 2009. Recalibration of the Tethyan shallow-benthic zonation across the Paleocene – Eocene boundary: The Egyptian Record. *Geologica Acta*, 7 (1-2): 195–214.
- Scheibner, C., Speijer, R.P., & Marzouk, A.M., 2005. Turnover of larger foraminifera during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum and paleoclimatic control on the evolution of platform ecosystems. *Geology*, 33 (6): 493–649.
- Seilacher, A., 2007. *Trace Fossil Analysis. Springer, Berlin*, 226 p.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samso, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J., & Zakrevskaya, E., 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. de la Société Géologique de France*, 169: 281–299.
- Scheibner, C., Speijer, R.P. & Marzouk, A., 2005. Larger foraminiferal turnover during the Paleocene – Eocene thermal maximum and paleoclimatic control on the evolution of platform ecosystems. *Geology*, 33: 493 – 496.
- Sluijs, A., Brinkhuis, H., Crouch, E.M., John, C.M., Handley, L., Munsterman, D., Bohaty, S.M., Zachos, J.C., Reichart, G.J., Schouten, S., Pancost, R.D., Damste, J.S.S., Welters, N.L.D., Lotter, A.F., & Dickens, G.R., 2008. Eustatic variations during the Paleocene–Eocene greenhouse world. *Paleoceanography*, 23: PA4216.
- Zepeda, M.A., 1998. Planktonic foraminiferal diversity, equitability and biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian; ODP Leg 122, Hole 762, Exmouth Plateau, NW Australia, eastern Indian Ocean. *Cretaceous Research*, 19: 117-152.

Biostratigraphy and trace fossils of Chehel-Kaman Formation at the type section (East of Kopet-Dagh Basin)

Rivandi, B.^{1*}, Vahidinia, M.², Nadjafi, M.², Mahboubi, A.³, Moosavizadeh, S.M.A.¹

1- Department of Geology, Faculty of Science, Yazd University, Yazd, Iran

2- Associate professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

*Email: vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir

Introduction

Chehel-Kaman Formation is one of the carbonate successions of the Kopet-Dagh Basin which is exposed from east to west. This Formation (Paleogene) in the Kopet-Dagh basin is mainly composed of limestone, dolomite and interbeds of marl, shale and evaporite sediments. It conformably overlies the siliclastic sediments of Pestehligh and underlies the olive shale of Khangiran Formations. The type section of this formation is located at the Chehel-Kaman village in the eastern Kopet-Dagh basin. Based on lithostratigraphic study of the Chehel-Kaman Formation at type locality, it is divided into 4 units. The most important features in the second and fourth units is palaeosol horizon that shows exposures of platform at that time. During the field study, 82 samples were collected to determine associated larger benthic foraminifera in the carbonate rocks. Thin sections were stained by Alizarin red S to differentiate calcite from dolomite and studied using standard petrographic microscope techniques. Trace fossils have been identified in sandy limestone which include: *Ophiomorpha irregulaire*, *Ophiomorpha nodosa*, *Ophiomorpha* isp., *Bergueria* isp, and vertical trace.

Discussion

Larger benthic foraminifera were major carbonate builders in tropical and subtropical shallow seas especially in Para-Tethys realm. They were photosymbiotic biota and lived in warm, oligotrophic, shallow waters within the photic zone. During the Late Paleocene (shallow benthic zone 4), the low latitudes sea was dominated by larger foraminifera (*Miscellanea*, *Ranikothalia*, *Assilina*). Knowledge about the larger foraminifera in the Middle East has not much changed since Henson's monographs (1950), followed up by Sampò (1969). However, between 1973 and 1983, the National Iranian Oil Company published a series of monographs by Rahaghi (1976) on larger foraminifera from Iran. These monographs enlarged the census of available taxa to a considerable extent. Here, however, only Rahaghi's works of 1983 are relevant. The aim of this work is to determine lithostratigraphic units and larger benthic foraminifera in the Chehel-Kaman Formation. As a result of biostratigraphic studies, the following taxa were identified at the type locality: Rotalid forms, *Daviesina iranica*, *Valvulina* sp., *Cuvillierina sirelii*, *Laffitteina turcica*, *Laffitteina melona*, *Hottingerina anatolica*, *Sakessaria* sp., *Cidenia soezerii*, *Pseudocuvillierina sireli*, *Lokarthia diversa*, *Ranikothalia* sp., *Orbitokathina saravensis*, *Haymanella paleocenica*, *Haymanella elongata*, *Miscellanea juliettae*, *Miscellanea* sp., *Miscellanea miscella*, *Miscellanea primitiva*, *Akbarinaprimtiva*, *Lokartia* sp., *Lokartia conditi*, *Malatyna dorbneae*, *Smauyina cruysi*, *Modocia blayensis*, *Kathina selveri*, *Kathina* sp., *Rotalia trochidiformis*, *Idalina sinjarica*, *Austrotrillina eocaenica*, *Raoia indica*, *Quinqueloculina* sp., *Operculina subgranulosa*, *Eorupertia* sp., *Ornatonion moorkensi*, *Rhapydionina* sp., *Triloculina* sp., *Biloculina* sp., *Textularia* sp., *Spirolina* sp., Rotaliidae indent, *Assilina granulose*, *Storrsella haastersi*, *Nonionella* cf. *soldensis*, *Lenticulina cultrata*, *Cibicides proprius*, *Anomalinoidea* cf. *capitatus*, *Lagena tenuistriata*.

Paleontological studies reveal the age of Middle Paleocene (Selandian) to Early Eocene (Ypresian) at Type locality for this succession. In addition, the Paleocene/Eocene boundary has been studied in detail using the record of planktonic and larger benthic foraminifera. This boundary is located probably within a thin red horizon (~10cm) representing a palaeosol. Close to this boundary is the basal calcareous test dissolution interval, with the dominance of agglutinated benthic foraminifera and a sudden decreases in the richness of benthic foraminiferal species.

Results

Chehel-Kaman Formation is one of the Paleogene formations of the Kopet-Dagh basin in northeast Iran that conformably overlies and underlies the siliciclastic Pesteligh and Khangiran Formations, respectively. Lithologically, it mainly consists of limestone and dolomite with interbeds of sandstone, shale and evaporates sediments. Two Palaeosol in units 2 and 4 were identified and studied. Based on biostratigraphic studies, 33 genera and 32 species of larger benthic foraminifera have been identified. Based on identified *Laffitteina*, *Miscellanea* and Rotalid, the age of Chehel-Kaman Formation is Selandian to Ypresian (?). The Paleocene/Eocene boundary has been probably recorded as a thin red palaeosol horizon (~10-15 cm). Identified Trace fossils are belonging to Skolithos and Cruziana ichnofacies. This indicates that these successions have been deposited in a carbonate ramp system in the semi consolidated substrate to sublittoral zone.

Keywords: Kopet-Dagh; Chehel-Kaman; Biostratigraphy; Larger benthic foraminifera; Selandian; Ypresian; Trace fossils; Paleoecology.

References

- Anderson, B.G., & Droser, M.L., 1998. Ichnofabrics and geometric con figurations of Ophiomorpha within a sequence stratigraphic framework: an example from the Upper Cretaceous US western interior. *Sedimentology* 45: 379-396.
- Boudagher-Fadel, M.K., 2008. Evolution and Geologic al Significance of Larger Benthic Foraminifera. *Developmen ts in Paleontology and Stratigraphy, Elsevier, Amsterdam*, 21: 1-540.
- Elizabeth, R., Clechenko, D., Harrington, J., & Cynthia A., 2007. Terrestrial records of a regional weathering profile at the Paleocene-Eocene. *Geological Society of America Bulletin*, 119 (3-4): 428-442.
- Hallock, P., 2000. Symbiont-bearing foraminifera: Harbingers of global change? *Micro paleontology*, 46 (1): 95-104.
- Rahaghi, A., 1976, Contribution al etude de quelques Grands Forainifers de la Iran, part pt 1-3. *N.I.O.C.*, Publication no: 6: 1-68.
- Scheibner, C., & Speijer, R.P., 2008. Late Paleocene-Early Eocene Tethyan carbonate platform evolution: A response to long and short-term paleoclimatic change. *Earth-Science Reviews*, 90: 71-102.
- Scheibner, C., & Speijer, R.P., 2009. Recalibration of the Tethyan shallow-benthic zonation across the Paleocene – Eocene boundary: The Egyptian Record. *Geologica Acta*, 7 (1-2): 195-214.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samso, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J., & Zakrevskaya, E., 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. de la Société Géologique de France*, 169: 281-299.