

پالینوفاسیسی و میکروفاسیسی سازند کلات در برش دره چهل کمان (شمال شرق خراسان رضوی)

محسن علامه*^۱، محمد جوانبخت^۲، فائزه ژبانی نوغانی^۳

۱- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد، مشهد، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد، مشهد، ایران

۳- کارشناسی ارشد چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: allameh.1345@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۶/۲/۱۷

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۲/۲

چکیده

سازند کلات به سن کرتاسه پسین یکی از نهشته‌های کربناته حوضه رسوبی کپه داغ است. به منظور بررسی این سازند برشی در دره چهل کمان انتخاب گردید. سازند کلات در این برش ۳۱۰ متر ضخامت دارد و از تناوب شیل و سنگ آهک تشکیل شده است. به منظور مطالعه پالینوفاسیسی و میکروفاسیسی، از سنگ آهک‌ها ۳۶ نمونه و از نهشته‌های شیلی ۲۲ نمونه برداشت شده است. بررسی و مطالعه پتروگرافی نمونه‌های سنگ آهکی این سازند به شناسایی سه گروه رخساره‌ای رسوبی A، B و C وابسته به محیط‌های شول‌های پراکنده، لاگون نیمه محصور و پهنه جزر و مدی منجر شده که شامل ۱۲ رخساره سنگی است. این رخساره‌ها در دو گروه کربناته و هیبرید قرار گرفته‌اند. بررسی رخساره‌های شیلی به تفکیک دو رخساره A و B منجر گردید. رخساره شیلی نوع A معادل پالینوفاسیسی نوع I و رخساره شیلی نوع B معادل پالینوفاسیسی نوع II می‌باشد. بررسی و تعیین درصد سه گروه اصلی عناصر پالینولوژیکی و همچنین بررسی عوامل حفاظت از مواد ارگانیکی نشان می‌دهد که شرایط اکسیژن متغیر و عمق کم بر محیط رسوب‌گذاری سازند کلات حاکم بوده است به طوری که رخساره شیلی نوع A در محیط لاگونی نیمه محصور به سمت ساحل و رخساره شیلی نوع B در محیط عمیق‌تر لاگون نیمه محصور به سمت شول و در ارتباط با دریای باز گذارده شده است. بررسی‌های صورت گرفته حاکی از نهشته شدن رخساره‌های سازند کلات در یک رمپ کربناته از نوع هموکلین است.

واژه‌های کلیدی: سازند کلات؛ میکروفاسیسی؛ پالینوفاسیسی؛ محیط رسوبی؛ رمپ هموکلین.

مقدمه

صورت گرفته است، به طور مثال علامه و همکاران (۱۳۸۶) بر مبنای پالینومورف‌ها، وحیدی نیا و همکاران (۱۳۸۶) و سعیدی رضوی و همکاران (۱۳۸۹) بر اساس روزن‌داران شناور و کفزی شناسایی شده سن سازند کلات را در نواحی شرقی کپه داغ ماستریشتین تا ماستریشتین پسین تعیین کرده‌اند. بررسی بریوزوئرها سازند کلات توسط

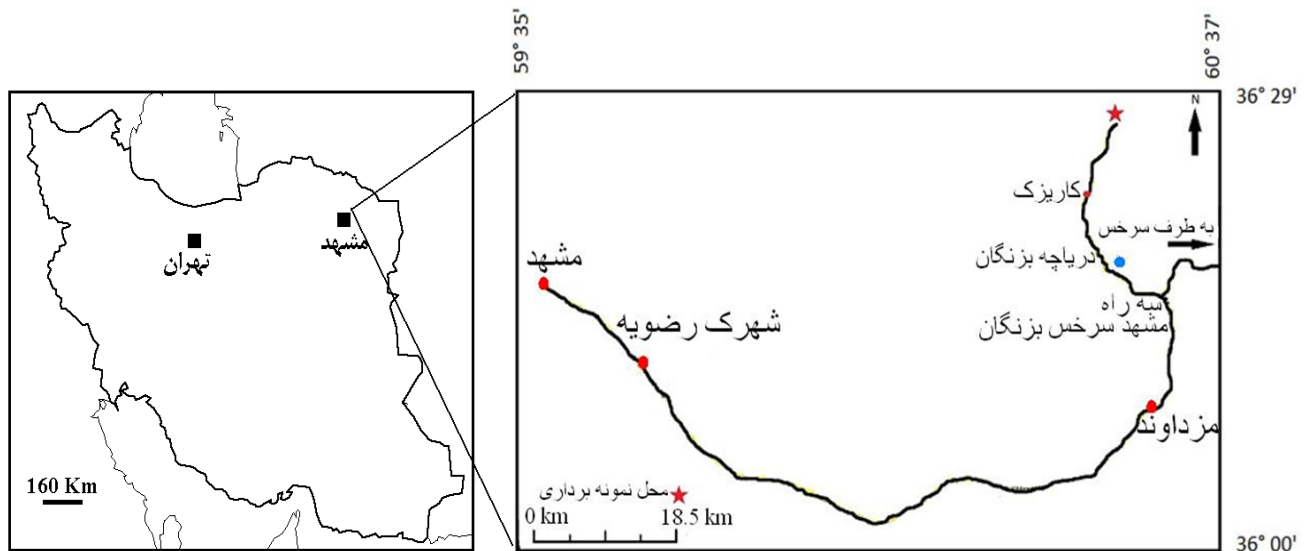
حوضه رسوبی کپه داغ در شمال شرق ایران، بخش وسیعی از ترکمنستان و شمال افغانستان را دربرمی‌گیرد. سازند کلات آخرین واحد سنگ چینه‌ای به سن کرتاسه (ماستریشتین پسین) در این حوضه رسوبی است که بیشترین گسترش را در نواحی مرکزی تا غربی کپه داغ دارد (افشار حرب، ۱۳۷۳). تا کنون مطالعات مختلفی بر روی این سازند

قرار گرفته و محیط دیرینه آن بر مبنای این مطالعات تفسیر می‌گردد.

مختصات جغرافیایی و چینه سنگی

سازند کلات در برش دره چهل کمان در فاصله ۱۶۳ کیلومتری شهر مشهد با مختصات جغرافیای $36^{\circ} 28' 8''$ عرض شمالی و $59^{\circ} 23' 42''/4$ طول شرقی، دارای ۳۱۰ متر ضخامت می باشد (شکل ۱). سازند کلات از دیدگاه چینه سنگی از ۵ بخش تشکیل شده است که شامل سنگ آهک زیرین (به صورت هم شیب بر روی سازند نیزار قرار دارد) به ضخامت ۱۶۲ متر، شیل زیرین به ضخامت ۷۴ متر، سنگ آهک میانی به ضخامت ۱۴ متر، شیل فوقانی به ضخامت ۳۲ متر و تناوبی از شیل و سنگ آهک به ضخامت ۲۸ متر است که به صورت هم شیب در زیر سازند پسته لیق قرار دارد (شکل ۱).

محمودی و همکاران (۱۳۹۱) در برش تنگ چهچه سن ماستریشین پسین را برای برش فوق پیشنهاد داده است. Moheghi et al. (2013) با مطالعه نانوفسیل‌های آهکی مرز بین سازند آبدراز و سازند کلات، سن کامپاین پسین - ماستریشین پسین را برای این مقطع پیشنهاد کرده اند. علامه و همکاران (۱۳۹۳) با مطالعه استراکودهای سازند کلات در برش چهچه، سن ماستریشین را برای لایه‌های شیلی اول و دوم این سازند در نظر گرفتند. از دیدگاه محبویی و همکاران (۱۳۷۴) و ندافان و همکاران (۱۳۸۴) رسوبات کربناته سازند کلات در محیط‌های مردابی (کولابی)، سد و دریای باز بر جای گذاشته شده است. در این تحقیق بخش‌های شیلی سازند کلات از دیدگاه پالینولوژی (پالینوفاسیس) و بخش‌های آهکی آن از جنبه میکروفاسیس در برش دره چهل کمان مورد بررسی



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی به سازند کلات در برش دره چهل کمان.

ترکیبات کربناته به مدت ۲۴ ساعت در اسید کلریدریک ۱۰٪ قرار گرفتند. پس از خنثی سازی، نمونه‌ها به مدت ۲۴ ساعت در اسید فلوریدریک ۳۰٪ قرار داده شد تا ذرات سیلیسی آن‌ها نیز حل شوند. پس از خنثی کردن HF و جوشاندن نمونه‌ها در اسید کلریدریک ۱۰٪ و عبور از

روش مطالعه

به منظور مطالعات پالینولوژیکی این سازند در برش دره چهل کمان، ۲۲ نمونه از بخش‌های شیلی برداشت شد. نمونه‌ها به روش Traverse (2007) آماده سازی شدند. از هر نمونه حدود ۱۵۰ گرم انتخاب و به منظور انحلال

شرایط رسوب گذاری با استفاده از تعیین رخساره‌ها و رسم ستون تغییرات رخساره‌ای مدل رسوبی این سازند تفسیر گردید.

پالینولوژی

از آن جا که بخشی از تحلیل محیط بر مبنای مطالعات پالینولوژیکی بوده در ابتدا اطلاعات به دست آمده از اسلایدهای پالینولوژیکی تهیه شده از شیل‌های سازند کلات ارائه می‌گردد. بر اساس این مطالعات در برش مذکور ۵۲ گونه متعلق به ۳۶ جنس از داینوفلاژله‌ها شناسایی شد (شکل ۲ و پلتهای ۱، ۲ و ۳) که عبارتند از:

Achomosphaera ramulifera, *Achomosphaera sagena*, *Achomosphaera* sp., *Alterbidinium varium*, *Amphorosphaeridium fenestratum*, *Andalusiella dubia*, *Andalusiella gabonensis*, *Andalusiella polymorpha*, *Andalusiella rhomboids*, *Andalusiella* sp., *Caligodinium aceras*, *Callaiosphaeridium asymmetricum*, *Cannosphaeropsis utinensis*, *Cerodinium diebelii*, *Cerodinium obliquipes*, *Cerodinium* sp., *Cerodinium speciosum*, *Chytroeisphaeridia baetica*, *Cribrorperidinium orthoceras*, *Circulodinium distinctum*, *Cleistosphaeridium multifurcatum*, *Conosphaeridium striatoconum*, *Cribrorperidinium* sp., *Cyclonephelium compactum*, *Cyclonephelium membraniphorum*, *Cyclonephelium* sp., *Cymososphaeridium* sp., *Deflandrea damasii*, *Deflandrea galeata*, *Deflandrea* sp., *Disphaerogena lemniscata*, *Disphaerogena* sp., *Ellipsodinium* sp., *Exochosphaeridium bifidum*, *Exochosphaeridium* sp., *Florentinia buspina*, *Florentinia deanei*, *Florentinia mantellii*, *Florentinia* sp., *Glaphyrocysta marlboroughensis*, *Glaphyrocysta* sp., *Godavariella venkatachalaе*, *Hystrichodinium pulchrum*, *Hystrichosphaeropsis ovum*, *Hystrichosphaeridium* sp., *Hystrichosphaeridium tubiferum*, *Kalyptea aceras*, *Kleithriasphaeridium truncatum*, *Odontochitina operculata*, *Oligosphaeridium abaculum*, *Oligosphaeridium albertense*, *Oligosphaeridium asterigerum*,

الک‌های ۲۰۰ میکرون و ۲۰ میکرون، نمونه‌ها با استفاده از محلول کلرید روی ($ZnCl_2$) با وزن مخصوص ۱/۹ تا ۲ ساتریفوژ شده و پالینومورف‌ها از عناصر سنگین و سایر مواد جدا گردید. از هر نمونه ۲ اسلاید پالینولوژیکی تهیه شد و در نهایت پالینومورف‌ها و خرده‌های پالینولوژیکی در هر اسلاید شناسایی، شمارش و درصدگیری شدند. برای مطالعات پالینولوژیکی و پالینوفاسیس تعداد ۴۰۰ ذره به طور تصادفی در هر اسلاید شمارش شده است. سپس برای رسم نمودار سه گانه Tyson (1993) سه گروه اصلی عناصر پالینولوژیکی درصدگیری شدند و بر روی این نمودار قرار گرفتند. برای تعیین شرایط محیط رسوبی عوامل معمول، مانند حفاظت از مواد ارگانیکی^۱، نسبت AOM شفاف به AOM تیره، نسبت AOM شفاف و تیره به پالینومورف‌های دریایی و نسبت پالینوماسرال‌های تیره هم بعد به تیره تیغه‌ای شکل محاسبه گردیده است. مطالعه و عکس برداری اسلایدهای پالینولوژیکی توسط میکروسکپ دوچشمی Nikon با عدسی‌های ۱۰، ۲۵، ۴۰ و ۱۰۰ در محل آزمایشگاه دانشکده علوم دانشگاه آزاد اسلامی مشهد صورت گرفته است.

به منظور بررسی میکروفاسیس سازند کلات از بخش‌های غیر شیلی سازند ۵۰ نمونه جمع آوری گردید. با در نظر گرفتن ویژگی‌های فیزیکی نمونه‌ها نام گذاری آن‌ها در صحرا به روش Grabu (1904) انجام گرفت. از نمونه‌های برداشت شده تعداد ۳۶ نمونه برای تهیه مقطع نازک انتخاب شد که این مقاطع توسط میکروسکپ پلاریزان مورد مطالعه دقیق قرار گرفت. برای هر یک از نمونه‌ها درصد خرده‌های اسکلتی و غیر اسکلتی، سیمان، ماتریکس و ذرات آواری محاسبه شد و بر اساس طبقه بندی Dunham (1962) و Folk (1959) نام گذاری گردید. برای بررسی و تفسیر

پالینوفاسیس B

ذرات غالب در این نوع پالینوفاسیس، پالینوماسرال‌های تیره هستند که بین ۶۵ تا ۹۰ درصد کل ذرات را شامل می‌شوند. مقدار AOM حداکثر ۲۰ تا ۳۰ درصد و پالینومورف‌ها ۱۰ درصد را در این پالینوفاسیس تشکیل می‌دهند (جدول ۱). این رخساره منطبق بر پالینوفاسیس نوع II تقسیم‌بندی Tayson (1993) است (شکل‌های ۳، ۴، ۵ و جدول ۱). همچنین در تعداد کمی از نمونه‌ها آستر داخلی روزن‌داران مشاهده می‌شود. وجود آستر داخلی روزن‌داران هر چند بسیار اندک در برخی از اسلایدها نشان می‌دهد که محیط کاملاً فاقد اکسیژن نبوده است (Van Der Zwan, 1990).

جدول ۱. فراوانی ذرات آلی در نمونه‌های شیلی سازند کلات در برش دره چهل کمان.

Sample No.	AOM%	Maceral%	Palynomo.%
1	1.5	96.5	2
2	20	77.75	2.25
3	30	67.25	2.75
4	9	90.25	0.75
5	16	84	0
6	13.75	86.25	0
7	17.25	82.75	0
8	4.25	95.75	0
9	14.25	85.25	0.5
10	2.75	96.25	1
11	2.75	96	1.25
12	1.25	97.75	1
13	10.5	88.25	1.25
14	11.25	87.5	1.25
15	26.5	73.5	0
16	8	98	0
17	8.5	88	3.5
18	8.5	89	2.5
19	7.75	92.25	0
20	4	95.75	0.25
21	18.5	80.5	1
22	24.25	75.75	0

Oligosphaeridium buciniferum, *Oligosphaeridium pulcherrimum*, *Oligosphaeridium* sp., *Oligosphaeridium totum*, *Palaeocystodinium bulliforme*, *Palaeocystodinium golzowense*, *Palaeocystodinium lidiae*, *Palaeocystodinium* sp., *Palambages morulosa*, *Pervosphaeridium* sp., *Phelodinium kozlowskii*, *Pterodinium* sp., *Spiniferites perforatus*, *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites* sp., *Thalassiphora delicata*, *Thalassiphora patula*, *Thalassiphora pelagica*.

علاوه بر داینوفلاژله‌ها، اسپور و پولن‌های دو باله، اسپور چارج و آستر داخلی روزن‌داران نیز مشاهده شده است.

رخساره‌ها

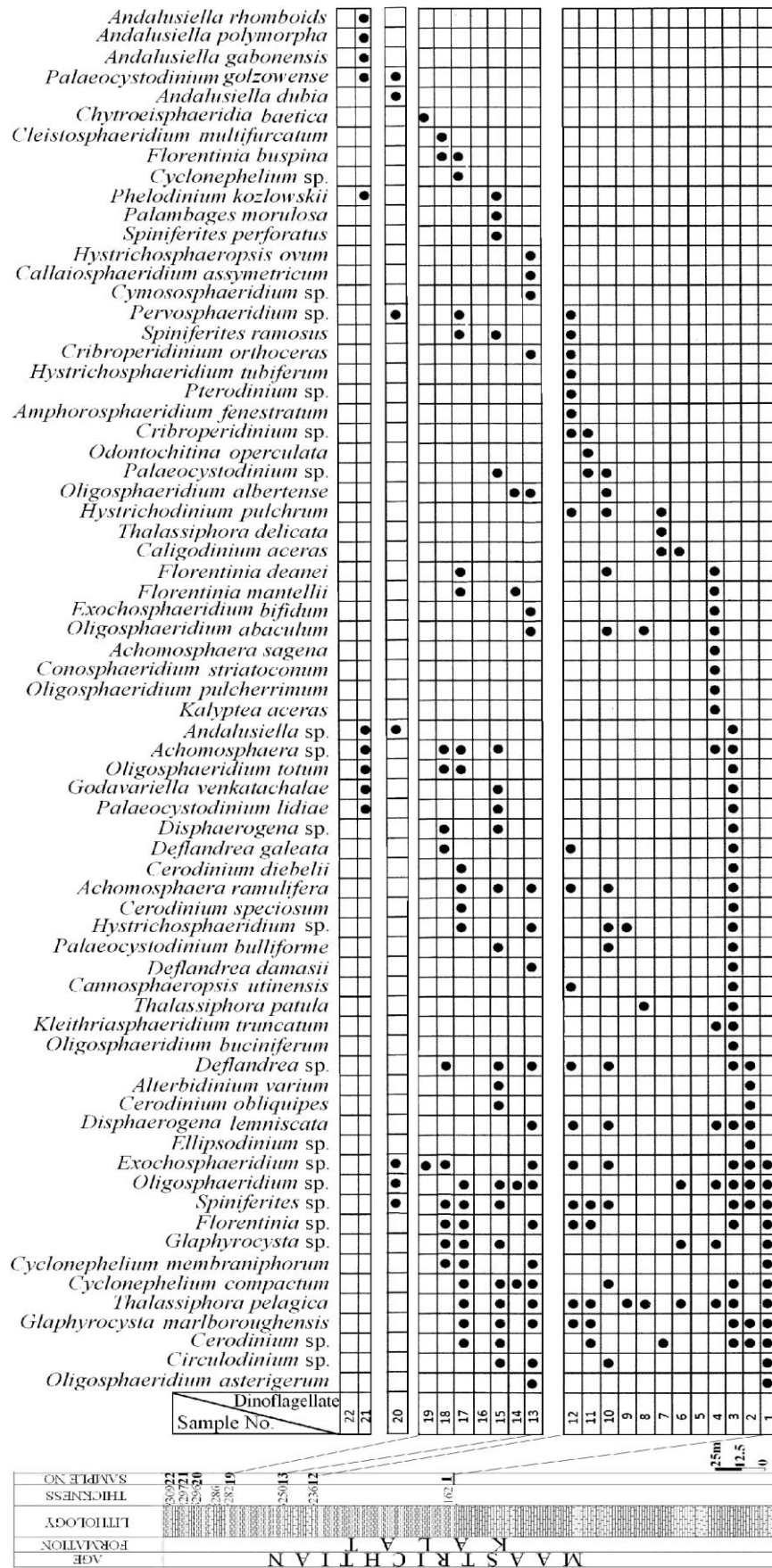
با توجه به این که سازند کلات در برش مذکور از دو رخساره شیلی و کربناته تشکیل شده است. مطالعات رخساره‌ای این سازند نیز به دو بخش پالینوفاسیس (رخساره‌های شیلی) و میکروفاسیس (رخساره‌های کربناته) تفکیک شده است.

پالینوفاسیس‌ها (رخساره‌های شیلی)

بر اساس مطالعات Tayson (1993) و با توجه به ویژگی‌های پالینولوژیکی (خرده‌های آلی یعنی پالینومورف‌ها، فیتوکلست‌ها یا پالینوماسرال‌ها و مواد آلی بی‌شکل (AOM)) دو رخساره در این سازند شناسایی گردید.

پالینوفاسیس A

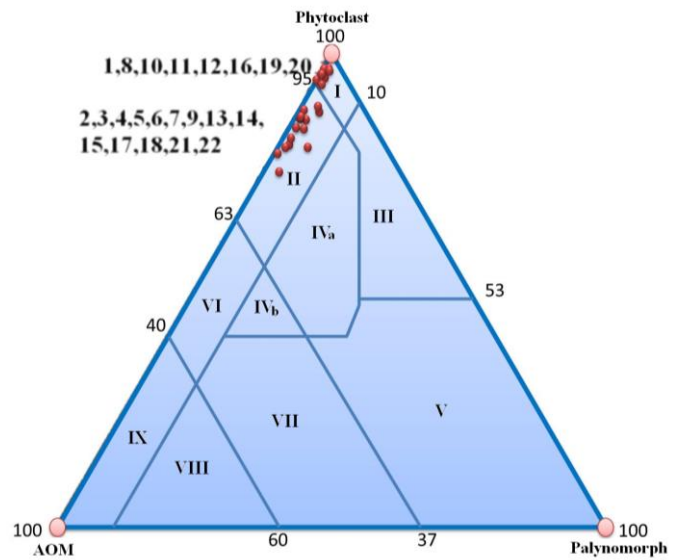
ذرات غالب در این نوع رخساره، پالینوماسرال‌های تیره هستند که بیش از ۹۰ درصد کل ذرات را شامل می‌شوند و مقدار AOM بین صفر تا ۵ درصد می‌باشد. پالینومورف‌ها نیز حداکثر ۵ درصد فراوانی دارند. این رخساره منطبق بر پالینوفاسیس نوع I تقسیم‌بندی Tayson (1993) است (شکل‌های ۳، ۴، ۵ و جدول ۱).



شکل ۲: گسترش چینه‌شناسی داینوفلاژله‌های شناسایی شده سازند کلات در برش چینه‌شناسی دره چهل کمان.

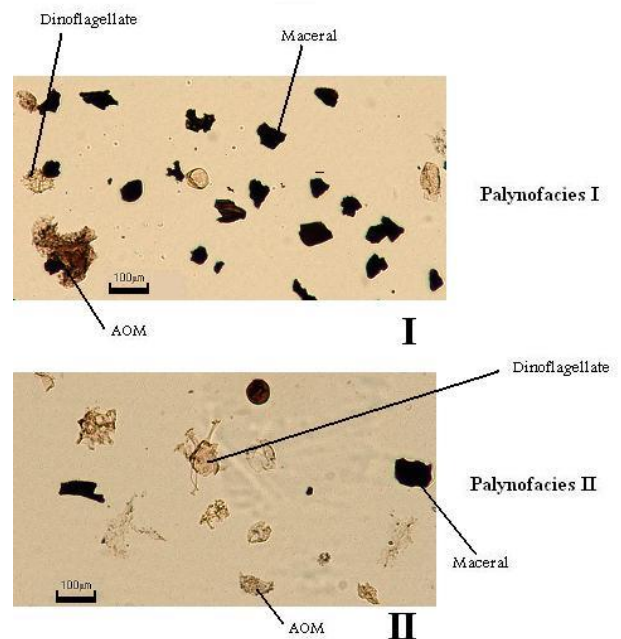
تفسیر پالینوفاسیس ها

پارامترهای پالینولوژیکی رخساره‌های شیلی این سازند نشان می‌دهد که عامل حفاظت از مواد ارگانیکی در این برش کمتر از ۱ می‌باشد. از آن جا که کاهش این عامل نشان از افزایش میزان اکسیژن محیط رسوبی می‌باشد (Waveren & Visscher, 1994; Bombardier & Gorin, 2000; Schioler, 2002) احتمالاً شرایط نیمه اکسیژن‌دار در زمان نهشته شدن این رخساره‌ها حاکم بوده است. البته با توجه به اعداد به دست آمده میزان اکسیژن در پالینوفاسیس نوع A بیشتر از نوع B است (جدول ۲ و شکل ۶). از طرفی نسبت AOM شفاف به AOM تیره نشان می‌دهد که علی‌رغم وجود اکسیژن میزان این عنصر زیاد نبوده (عدد به دست آمده بیشتر از ۱ است) و بیانگر شرایط کم اکسیژن در بخش‌های شیلی در زمان رسوب‌گذاری سازند است (Tyson, 1993; Waveren & Visscher 1994; Bombardier & Gorin 2000) که البته باز هم میزان اکسیژن در پالینوفاسیس نوع A بیشتر از نوع B است (جدول ۲ و شکل ۶). برای تعیین دقیق‌تر میزان اکسیژن و شاخص رسوب‌گذاری از یک عامل مکمل (نسبت AOM شفاف و تیره به پالینومورف‌های دریایی) استفاده گردید. بهترین درجه حفظ شدگی پالینومورف‌های دریایی خصوصاً داینوفلاژله‌ها، در شرایط فاقد اکسیژن و آهن‌گ رسوب‌گذاری بالاست (Zonneveld *et al.*, 1997). چنانچه سرعت رسوب‌گذاری پایین و میزان اکسیژن محیط کم باشد پالینومورف‌ها به AOM شفاف و در عکس این حالت پالینومورف‌ها به AOM تیره تبدیل می‌شوند (Tyson, 1993; Bombardier & Gorin, 2000) با توجه به اندازه‌گیری نسبت درصد AOM شفاف به پالینومورف دریایی در طول ستون چینه‌شناسی، این میزان بالا بوده که بیانگر شرایط کم اکسیژن است و از طرفی نسبت درصد AOM تیره به پالینومورف دریایی پایین می‌باشد که نشان



I: Highly proximal shelf or basin; II: Marginal dysoxic - anoxic basin; III: Heterolithic oxic shelf (proximal shelf); IV: shelf to basin transition; V: Mud - dominated oxic shelf (distal shelf); VI: Proximal saboxic - anoxic shelf; VII: Distal dysoxic - anoxic shelf; VIII: Distal anoxic shelf; IX: Distal suboxic - anoxic basin.

شکل ۳. قرارگیری نمونه‌های سازند کلات بر روی نمودار Tyson (1993) بر مبنای عناصر پالینولوژیکی، در برش دره چهل کمان.



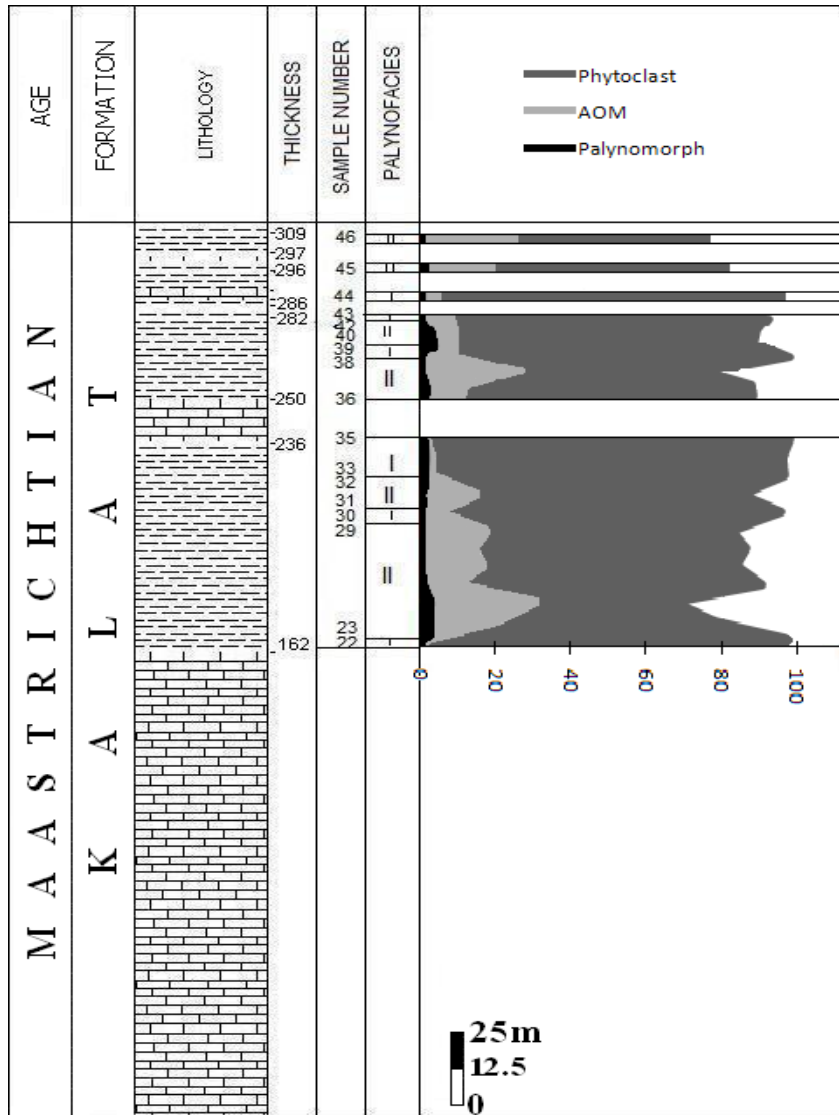
شکل ۴. پالینوفاسیس‌های شناسایی شده سازند کلات در برش دره چهل کمان

Palaeocystodinium و *Phelodinium kozlowskii* Wilpshaar & *lidiae* مؤید شرایط کم عمق می‌باشند (Smelror & Lereeveld, 1989؛ Leereveld, 1994؛ Sluijs *et al.*, 2005؛ Mohamoud & Moawad 2000؛ Soronnandi *et al.*, 2014؛ Chiaghanam *et al.*, 2013). عوامل پالینولوژیکی و حضور گونه‌های فوق و همچنین وجود اسپور و پولن‌های دو باله در پالینوفاسیس نوع A مؤید شرایط کم عمق تر این نهشته‌ها می‌باشد.

جدول ۲: عوامل حفظ مواد ارگانیکی در نمونه‌های شیلی سازند کلات در برش دره چهل کمان.

Sample No.	AOM _T /AOM _{Op}	BP/OP	AOM _T /M _P	AOM _{Op} /M _P	M _{gr} /M _{bl}
1	6	0.456	0.85	0.14	0
2	10	0.4	4	0.3	10
3	16.14	0.328	9.81	0.63	12.8
4	8	0.7	7	30	80
5	0.08	1.080	5	59	162
6	26.5	0.061	53	2	64
7	33.5	0.107	67	2	26.1
8	16	0.136	16	1	32.7
9	3.38	0.138	22	6.5	17.7 5
10	10	0.096	2.5	0.25	18.4
11	10	0.075	2	0.2	43.5
12	5	0.156	2.5	0	9.2
13	36	0.675	9	0	17.8
14	44	0.168	8.8	0.2	210
15	102	1.601	106	0	27.2
16	8	0.113	10	0	352
17	34	0.128	2.42	0	62.6
18	4.6	0.101	2.8	0.6	31.3
19	1.58	0.213	19	12	7.4
20	3	0.119	12	4	27.5
21	36	0.308	18	0.5	17.0
22	0.94	0.207	47	50	30.3

دهنده شرایط اکسیژن کم و سرعت رسوب گذاری بالا (Tyson, 1993; Zonneveld *et al.*, 1997; Bombardier & Gorin, 2000) برای پالینوفاسیس‌های سازند کلات است. البته اعداد به دست آمده حاکی از اکسیژن بیشتر و سرعت رسوب گذاری بالاتر پالینوفاسیس‌های نوع A نسبت به نوع B است (جدول ۲ و شکل ۶). نسبت پالینوماسرال‌های تیره هم بعد به تیره تیغه‌ای شکل به همراه عامل حفاظت از مواد ارگانیکی میزان انرژی حاکم بر محیط را بیان می‌کند. پالینوماسرال‌های تیره تیغه‌ای شکل به علت شناوری بالا می‌توانند مسافت زیادی را طی کنند و اساساً در محیط‌های دور از ساحل فراوانند (Boulter & Riddick, 1986). با توجه به نتایج به دست آمده از مطالعه اسلایدهای پالینولوژیکی برش مذکور، پالینوماسرال‌های تیره هم بعد بیشتر تیغه‌ای اند که نشان دهنده نزدیک به ساحل بودن بخش‌های شیلی سازند کلات است و اعداد به دست آمده حاکی از کم عمق بودن پالینوفاسیس‌های نوع A نسبت به نوع B است (جدول ۲ و شکل ۷). حضور گونه‌هایی نظیر *Cannosphaeropsis utinensis*, *Spiniferites kleithriasphaeridium truncatum* و *ramosus* *Oligosphaeridium buciniferum* شاخص دریای باز است (Downie *et al.*, 1971؛ Bujak, 1984؛ Roncaglia, 2002؛ Mahmoud & Moawad, 2000؛ Heimhofer *et al.*, 2005؛ Sluijs, *et al.* 2005؛ Quattrocchio *et al.*, 2006؛ علامه و همکاران، ۱۳۸۷). فراوانی نمونه‌های فوق در پالینوفاسیس نوع B احتمالاً ارتباط با محیط دریای باز را برای این رخساره نشان می‌دهد. از طرفی گونه‌هایی نظیر *Alterbidinium varium*, *Andalusiella dubia*, *Andalusiella gabonensis*, *Circulodinium*, *Andalusiella polymorpha*, *Godavariella*, *Cerodinium diebelii distinctum* و *Palaeocystodinium bulliforme venkatachala*



شکل ۵: نمایش چگونگی تغییرات ذرات آلی در طول ستون چینه‌شناسی سازند کلات در برش دره چهل کمان.

میکروفاسیس‌ها

بر اساس مطالعات میکروفاسیس و تلفیق آن‌ها با داده‌های صحرایی، ۱۲ رخساره میکروسکپی کربناته و یک رخساره هیبریدی در سازند کلات شناسایی شده‌اند. این رخساره‌ها در سه کمر بند رخساره‌ای بر جای گذاشته شده‌اند که به ترتیب دور شدن از ساحل عبارتند از:

کمر بند رخساره‌ای A (رخساره‌های جزر و مدی)

A1- **گرینستون اووئیدی پلوئیدی**: در این رخساره اووئید با ۳۰ درصد فراوانی و اندازه بین ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر فراوان‌ترین خرده است. ساخت اووئیدها به صورت شعاعی،

مماسی و یا ترکیبی از هر دو است و هسته آن‌ها اغلب پلوئید یا خرده‌های کوارتز می‌باشد. علاوه بر این، پلوئید با ۲۰ درصد فراوانی که غالباً زاویه‌دار بوده و قطری در حدود ۰/۸ میلی‌متر دارد، از دیگر ذرات مهم محسوب می‌شود (شکل ۸-۱). فضای بین دانه‌ها در این رخساره توسط سیمان پر شده است.

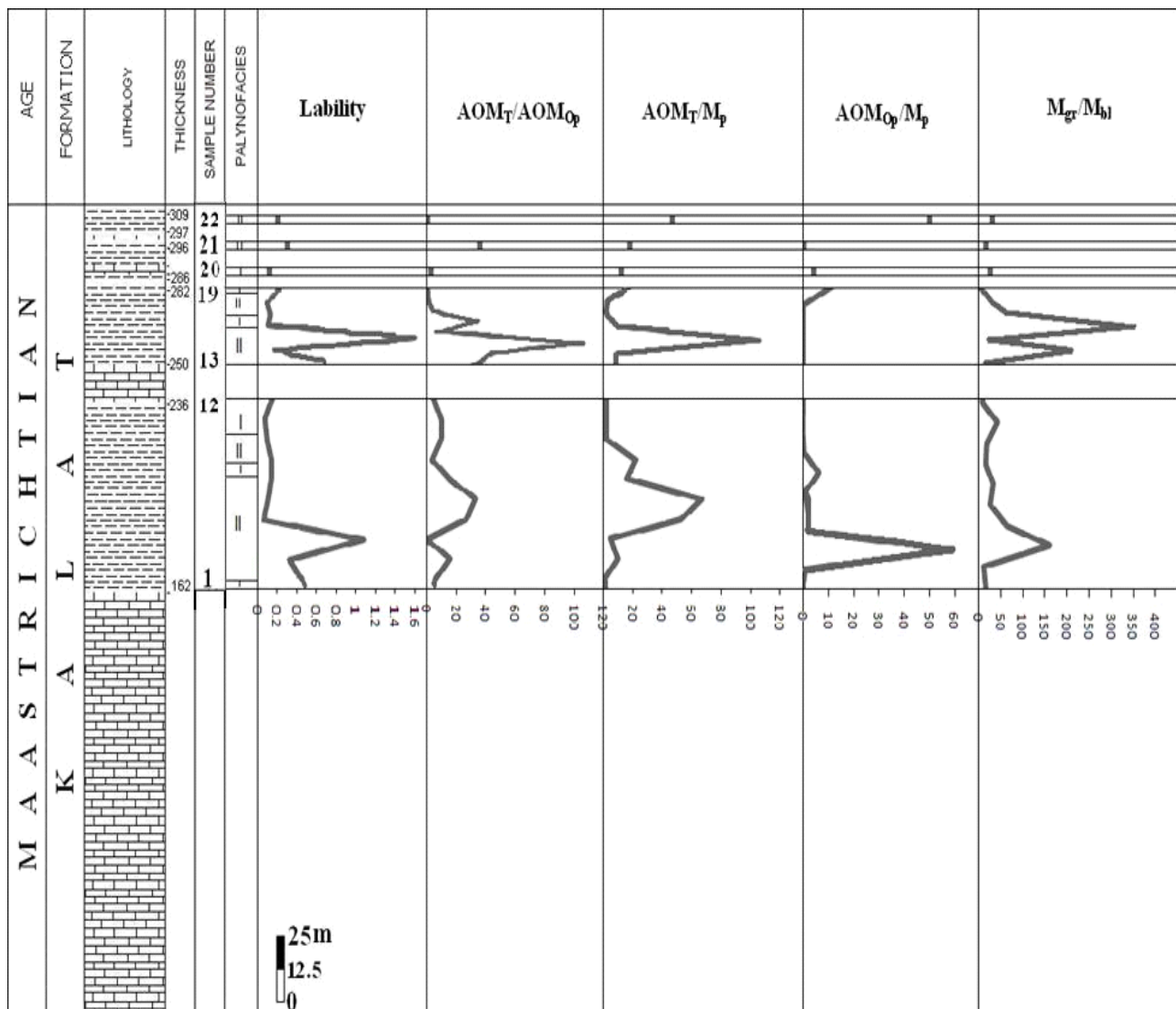
A2- **گرینستون اووئیدی بایوکستی**: مهمترین ویژگی این رخساره وجود اووئید فراوان (قطر ۰/۴ تا ۱ میلی‌متر و فراوانی ۳۵ درصد) است. این دانه‌ها بیشتر از نوع مماسی است (شکل ۸-۲). سایر اجزای تشکیل دهنده شامل قطعات

اسکلتی دوکفه‌ای و شکم‌پایان در حدود ۴ تا ۵ درصد فراوانی از دیگر اجزای این رخساره می‌باشند. اکثر فضاهای خالی توسط سیمان متوسط بلور پر شده است.

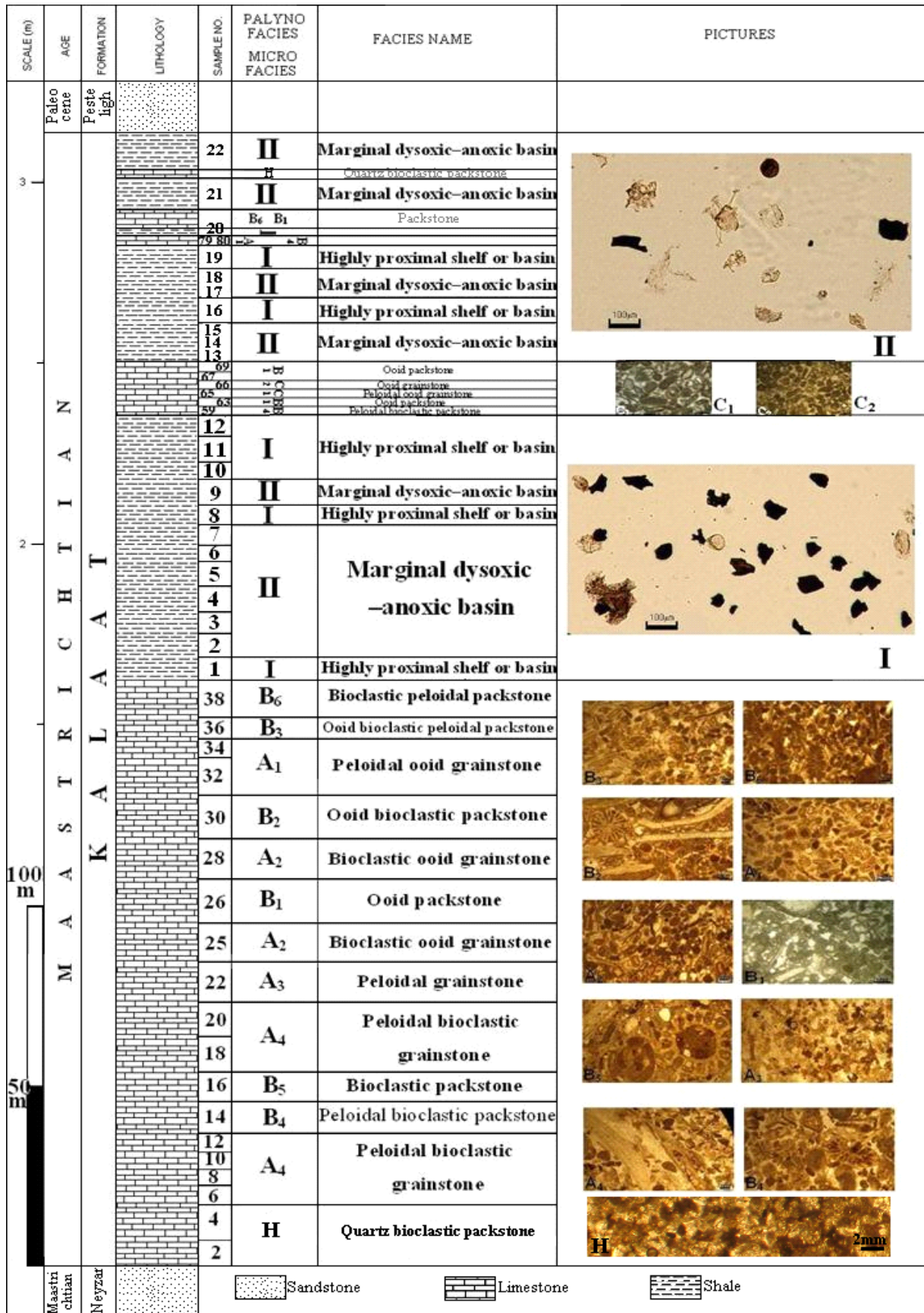
A4- **گرینستون بایوکلستی پلوئیدی**: در این رخساره خرده‌های اسکلتی بیشتر شکسته و شامل بازوپایان با فراوانی ۲۵ تا ۳۵ درصد و اندازه ۱/۵ تا ۲/۷ میلی‌متر، دوکفه‌ای با فراوانی ۸ درصد و اندازه ۰/۹ میلی‌متر و جلبک سبز با فراوانی ۶ درصد و بزرگی ۰/۵ میلی‌متر هستند. علاوه بر آن، پلوئید با فراوانی ۱۵ درصد و اندیس تخریب ۰/۶ میلی‌متر که اغلب از نوع سنگی است نیز وجود دارد (شکل ۸-۴). فضای بین دانه‌ها توسط سیمان پر شده است.

شکسته دوکفه‌ای با اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر، شکم‌پایان با اندازه ۰/۸ میلی‌متر و میلیولیده با اندازه ۰/۶ میلی‌متر است که فراوانی این ذرات در حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد است. فضای بین دانه‌ها در این رخساره توسط سیمان پر شده است. درصد کمی کوارتز (۸ درصد) با قطر ۲ میلی‌متر نیز در این رخساره قابل مشاهده است.

A3- **گرینستون پلوئیدی**: پلوئیدها با ۴۵ درصد فراوانی و قطری در حدود ۰/۴ تا ۰/۵ میلی‌متر دانه اصلی این رخساره هستند (شکل ۸-۳). پلوئیدها اغلب زاویه‌دار و احتمالاً از نوع سنگی هستند. علاوه بر این، اوئید با فراوانی ۸ تا ۱۰ درصد با اندیس تخریبی ۰/۸ تا ۱/۵ میلی‌متر، خرده‌های



شکل ۶: نمایش تغییرات عوامل حفاظت از مواد ارگانیک در طول ستون چینه‌شناسی سازند کلات در برش دره چهل کمان.



شکل ۷: نمایش انواع رخساره‌های شناسایی شده بر روی ستون چینه‌شناسی سازند کلات در برش دره چهل کمان.

B2- پکستون بایوکلستی اووئیدی: حضور بیوکلست‌ها با فراوانی ۳۵ تا ۴۰ درصد از خصوصیات این رخساره است (شکل ۸-۶). اجزای اسکلتی عمده در این رخساره شامل بازوپایان در اندازه ۲ تا ۲/۵ میلی‌متر و فراوانی ۱۳ درصد، دوکفه‌ای در اندازه ۱ میلی‌متر و فراوانی ۱۱ درصد، بریوزوئر در اندازه ۰/۸ میلی‌متر و فراوانی ۸ درصد و درصد کمی جلبک سبز و شکم‌پایان است. علاوه بر این اووئید در اندازه ۰/۸ تا ۰/۹ میلی‌متر و فراوانی ۸ تا ۱۰ درصد و پلوئید در اندازه ۰/۵ تا ۰/۷۵ میلی‌متر و فراوانی ۴ تا ۵ درصد نیز در این رخساره دیده می‌شود. فضای بین دانه اغلب توسط گل آهکی پر شده است.

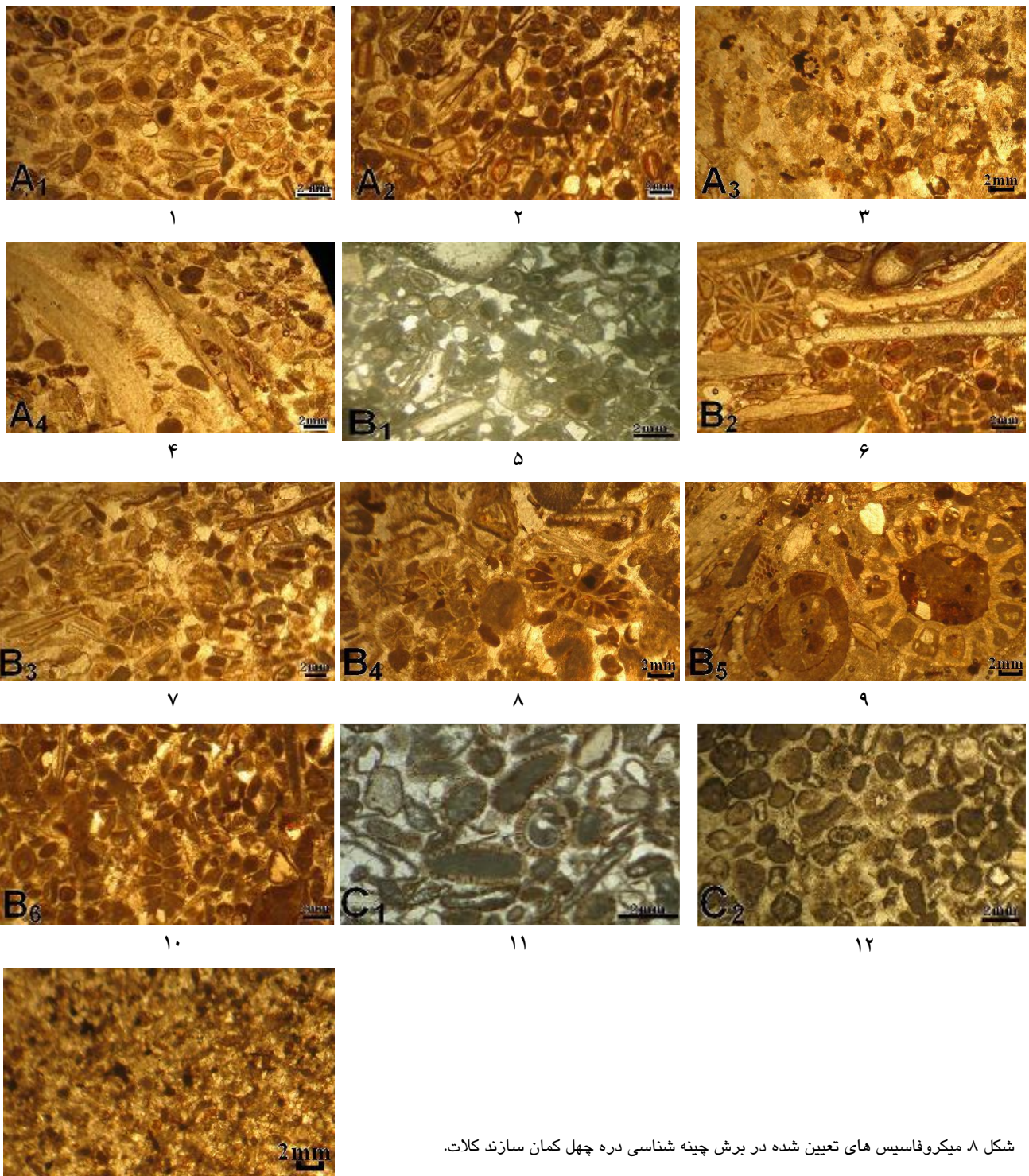
B3- پکستون پلوئیدی بایوکلستی اووئیدی: اجزای غیر اسکلتی این زیر رخساره را پلوئیدها با فراوانی ۳۵ درصد و اووئیدها با فراوانی ۱۰ درصد تشکیل می‌دهند. اندازه پلوئیدها به ۰/۵ میلی‌متر و اووئیدها ۲ میلی‌متر است. پلوئیدها بیشتر از نوع گوشه‌دار و سنگی می‌باشد و بعضی پلوئیدها هماتیته شده‌اند. در بعضی موارد خرده‌های صدف دوکفه‌ای به عنوان هسته اووئید قرار گرفته و اووئیدی کشیده را تشکیل می‌دهند. اجزای اسکلتی این رخساره را بریوزوئر با فراوانی ۸ درصد و با اندازه تقریبی ۶ میلی‌متر، خرده‌های صدف دوکفه‌ای با فراوانی ۸ درصد و اندازه تقریبی ۱ میلی‌متر، پوسته روزن‌داران با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۲ میلی‌متر، و جلبک با فراوانی ۳ درصد و اندازه تقریبی ۱ سانتی‌متر تشکیل می‌دهند. قطعات بریوزوئر و خرده‌های دوکفه‌ای به طور ضعیفی دارای جهت یابی هستند. اجزای این رخساره در ترکیبی از سیمان و گل آهکی قرار گرفته‌اند (شکل ۸-۷).

B4- پکستون بایوکلستی پلوئیدی: اجزای اسکلتی بیشترین بخش این رخساره را تشکیل داده و شامل خرده‌های بزرگ بازوپایان با فراوانی ۱۵ درصد با اندازه ۱ میلی‌متر، قطعات بریوزوئر با فراوانی ۲۰ درصد و بزرگتر از ۵ میلی‌متر،

جورشدگی خوب به خصوص در رخساره اووئیدی و اندیس تخریب نسبتاً بالا در اکثر رخساره‌ها و نبود گل کربناته باعث شده که این مجموعه رخساره‌ای را به محیط پرانرژی نسبت دهیم (Flugel, 2010). از آن جا که خرده‌های اسکلتی مربوط به دریای باز نظیر بازوپایان و دوکفه‌ای نیز در این کمر بند مشاهده می‌گردند احتمالاً نشان دهنده نبود شول و یا ناپیوسته بودن آن‌ها است که باعث شده این خرده‌ها توسط جریان‌های دریایی به بخش‌های کم عمق‌تر آورده شوند (عبدالمالکی و همکاران، ۱۳۹۲). از طرفی هر چه به رخساره‌های عمیق‌تر این کمر بند نزدیک می‌شویم پلوئید افزایش می‌یابد که خود شاهدی بر محیط جزر و مدی است (Tucker, 2001). قرارگیری رخساره‌های لاگونی در ستون رخساره‌ای بین رخساره‌های جزر و مدی این تفسیر را تأیید می‌کند. از طرفی در ستون چینه‌شناسی، این رخساره‌ها در مجاورت پالینوفاسیس نوع A مشاهده می‌گردد که بر اساس اطلاعات ارائه شده عمق کم و سرعت رسوب گذاری بالاتر را نشان می‌دهند. مجموعه این شواهد بیانگر تشکیل مجموعه رخساره‌ای A در محیط جزر و مدی است. کمر بند رخساره‌ای A معادل کمر بند رخساره‌ای شماره ۷-۸ مدل Wilson (1975) بوده و در ناحیه Z مدل Irwin (1965) قرار می‌گیرد.

کمر بند رخساره‌ای B (رخساره‌های لاگونی)

B1- پکستون اووئیدی: مهمترین ویژگی این رخساره وجود اووئید فراوان (۲۵ تا ۳۰ درصد) است (شکل ۸-۵). متوسط اندازه دانه‌ها در این رخساره ۱/۵ میلی‌متر است. اووئیدها هم از نوع مماسی و هم مرکز است. و هسته آن‌ها بیشتر توسط کوارتز یا خرده‌های اسکلتی پر شده است. علاوه بر اووئید، پلوئید (با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۰/۵ میلی‌متر) نیز دیده می‌شود. فضای بین دانه‌ها در این رخساره نیز توسط گل کربناته و سیمان پر شده است.



شکل ۸. میکروفاسیس های تعیین شده در برش چینه شناسی دره چهل کمان سازند کلات.

میلی متر می باشند. اجزای غیر اسکلتی این زیررخساره را پلوئید با فراوانی ۱۲ درصد و در اندازه ۰/۵ میلی متر که اغلب مدور می باشند و اووئیدها با فراوانی ۵ درصد با درشتی ۲ میلی متر تشکیل می دهند. اجزای این زیررخساره

خارپوستان با فراوانی ۱۰ درصد به اندازه بزرگ تر از ۵ میلی متر، پوسته روزن داران با فراوانی ۵ درصد به اندازه ۱ تا ۲ میلی متر، جلبک با فراوانی ۱۵ درصد و درشتی بیش از ۴ میلی متر و شکم پایان با فراوانی ۵ درصد با درشتی ۸

چنین محیطی را تأیید می‌نماید (Samanckassou *et al.*, 2005; Palma *et al.*, 2007). فراوانی شکم‌پایان را معمولاً به محیط‌های لاگونی پشت شول نسبت می‌دهند (Wisler *et al.*, 2003). از طرفی فراوانی شکم‌پایان و بعضاً دوکفه‌ای‌ها باعث می‌گردد که منشأ احتمالی این دانه‌ها را از نوع مدفوعی دانست. پلت‌های مدفوعی معمولاً در آب‌های کم انرژی، گرم و فوق اشباع از کربنات کلسیم (Flugel, 2010) و مناطق لاگونی پشت شول‌ها که از تأثیر امواج دور مانده از فراوانی زیادی برخوردار هستند (Wright, 1992; Burchette & Adachi *Et. al.*, 2004). وجود مقدار کمی از موجودات استنوهالین نظیر خارپوست و بازوپایان مؤید این موضوع است که لاگون تشکیل شده در ارتباط با دریای باز بوده است و حالت نیمه محصور دارد. در ستون چینه‌شناسی برش مذکور، این مجموعه رخساره‌ای اغلب در ارتباط با پالینوفاسیس‌های شناسایی شده می‌باشند لذا احتمالاً شرایط تشکیل نزدیک به هم داشته‌اند و می‌توان دو مجموعه را به یک محیط نسبت داد و پالینوفاسیس‌ها را نیز مربوط به محیط لاگون در نظر گرفت. با توجه به اطلاعات به دست آمده در پشت شول‌های پراکنده که انرژی محیط کمتر است پالینوفاسیس‌ها و در بین شول‌ها رخساره‌های کربناته نهشته شده‌اند (Flugel, 2010). مجموعه رخساره‌ای B معادل کمر بند رخساره‌ای شماره ۷ مدل Wilson (1975) و در ناحیه Z مدل Irwin (1965) قرار می‌گیرد.

کمر بند رخساره‌ای C (رخساره‌های شول)

CI-گرنستون اووئیدی اینتراکست‌دار: اجزای غیر اسکلتی این زیر رخساره شامل اووئید با فراوانی ۳۰ درصد با درشتی ۱/۸ تا ۲ میلی‌متر و اینتراکست با فراوانی ۱۵ درصد به صورت مدور و بعضاً گوشه‌دار با درشتی ۲/۵ تا ۲/۱ میلی‌متر است. اووئیدها دارای هسته نامشخص بوده

در ترکیبی از سیمان و گل آهکی قرار گرفته‌اند که نسبت گل آهکی به مراتب بیشتر است (شکل ۸-۸).

B5- پکستون بایوکستی: عمده‌ترین بخش این زیررخساره اجزای اسکلتی می‌باشند که شامل بریوزوئر با فراوانی ۱۸ درصد و درشتی ۶ میلی‌متر، خرده‌های صدف بازوپایان با فراوانی ۱۰ درصد به اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر، روزن‌داران با فراوانی ۲۰ درصد به درشتی ۲ تا ۳ میلی‌متر، خارپوست با فراوانی ۱۰ درصد و به درشتی ۰/۸ میلی‌متر می‌باشند. اجزای غیر اسکلتی در این زیررخساره محدود بوده و تنها شامل ۵ درصد پلوئید از نوع سنگی به درشتی ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر، مقدار ۴ درصد اووئید با اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر و مقدار بسیار ناچیز خرده‌های کوارتز است. اجزای این زیررخساره در ترکیبی از سیمان و گل آهکی قرار گرفته‌اند که مشابه رخساره قبلی نسبت گل آهکی به مراتب بیشتر است (شکل ۸-۹).

B6- پکستون پلوئیدی بایوکستی: اجزای غیر اسکلتی این زیررخساره شامل پلوئیدها با فراوانی ۴۵ درصد غالباً مدور، با اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر و اووئیدها با فراوانی ۵ درصد در حد ۱ تا ۲ میلی‌متر می‌باشند. اجزای اسکلتی این رخساره را بریوزوئر با فراوانی ۱۰ درصد با اندازه ۴ تا ۶ میلی‌متر، خرده‌های صدف دوکفه‌ای با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر، پوسته روزن‌داران با فراوانی ۸ درصد و اندازه ۰/۸ تا ۱/۵ میلی‌متر و جلبک با فراوانی ۱۰ درصد با اندازه ۴ تا ۶ میلی‌متر تشکیل می‌دهند. اجزای این رخساره در سیمان و گل آهکی قرار گرفته‌اند (شکل ۸-۱۰).

در این مجموعه رخساره‌ای آلوکم‌هایی نظیر پلت، جلبک سبز و شکم‌پایان به همراه مقدار بالای گل آهکی در بین ذرات و میکریتی شدن خرده‌ها مشاهده می‌شود که حاکی از ته‌نشست این رخساره‌ها در یک محیط آرام، کم انرژی و دور از دسترس امواج می‌باشد (Tucker, 1991). وجود اووئیدهای هم‌مرکز به همراه پلوئیدهای مدفوعی فراوان نیز

Quattrocchio et al., 2006؛ al., 2005؛ همکاران، ۱۳۸۷) لذا این رخساره‌ها از کمر بند رخساره‌ای جزر و مدی جدا گردیده است. با توجه به شواهد ارائه شده برای رخساره‌های دو کمر بند قبلی که هر دو حاکی از وجود شول‌های پراکنده هستند، احتمالاً این رخساره‌ها در چنین پشته‌هایی نهشته شده‌اند.

توجه به این که پلوئید با فابریک دانه پشستیان در رخساره‌های گرینستونی، در محیط کم انرژی نهشته می‌شوند، بیانگر جابه‌جایی آن‌ها از یک محیط کم انرژی به سمت محیط‌های پرانرژی از راه کانال‌های قطع کننده شول است (Tucker & Wright, 1990). کمر بند رخساره‌ای C معادل کمر بند رخساره‌ای شماره ۶ مدل Wilson (1975) و در ناحیه Y مدل Irwin (1965) قرار می‌گیرد.

رخساره هیبریدی یا نامتجانس

رخساره آهک ماسه‌ای (پکستون بیوکستی کوارتزدار): از آن جا که مرز سازند کلات و سازند پستلیق به صورت تدریجی است شرایط لازم جهت تشکیل این رخساره‌ها فراهم می‌گردد. این سنگ‌ها غالباً شامل ۴۰ درصد خرده‌های اسکلتی به خصوص پوسته‌های بازوپایان به همراه ۱۰ درصد کوارتز بیشتر از نوع منو کریستالین در اندازه ماسه متوسط تا ریز و ۸ تا ۱۰ درصد خرده سنگ از نوع چرت می‌باشند (شکل ۸-۱۳). در صحرا این رخساره متوسط لایه و به رنگ قرمز متمایل به خاکستری مشاهده می‌شود. با توجه به دانه بندی دانه متوسط تا ریز و وجود سیمان کربناته بین ذرات، جورشدگی متوسط تا خوب و مچوریتی بالا نشان دهنده نهشته شدن این رخساره آواری در یک محیط حدواسط تا کم عمق ساحلی است (El-Azabi et al., 2005).

ولی در بعضی موارد پوسته دو کفه‌ای، جلبک و یا قطعاتی از پوسته بازوپایان در هسته اوئید قرار می‌گیرند. اجزای این رخساره در سیمان کربناته قرار گرفته‌اند (شکل ۸-۱۱).
C2- گرینستون اوئیدی: اجزای غیر اسکلتی این رخساره شامل ۴۵ درصد اوئید با درشتی ۱ تا ۲ میلی‌متر و ۱۰ درصد پلوئید از نوع گوشه‌دار و بعضاً مدور با اندازه ۰/۸ تا ۱ میلی‌متر است. تقریباً هسته اکثر اوئیدها را پلوئید تشکیل می‌دهد. علاوه بر این دو خرده، قطعات دیگر مانند پوسته بازوپایان و دو کف‌های با ۸ درصد فراوانی نیز در این رخساره دیده می‌شوند. اوئیدها اغلب میکرایتی شده‌اند و لایه‌های اطراف اوئید به نسبت زیر رخساره C1 بسیار باریک و غیر واضح هستند. اجزای این رخساره در سیمان قرار گرفته‌اند (شکل ۸-۱۲).

مجموعه رخساره‌ای C از رخساره‌های گرینستون که دانه فراوان و فاقد گل بوده تشکیل شده است حاکی از نهشته شدن در یک کمر بند پرانرژی است (Hafmann et al., 2004; Flugel, 2010). وجود رخساره‌های اوئیدی که در آب‌های گرم، تلاطم نسبتاً شدید، درجه شوری نرمال و عمق کمتر از ۲ متر تشکیل می‌شوند به همراه اینتراکست حاکی از یک محیط پرانرژی می‌باشد (Tucker, 2001). از آنجا که در توالی چینه‌شناسی این رخساره‌ها با پالینوفاسیس‌های شناسایی شده در ارتباط هستند و بعضاً میان لایه‌های نازکی از شیل در آن‌ها دیده می‌شود که بر عکس کمر بند جزر و مدی بیشتر از نوع پالینوفاسیس B می‌باشند و از طرفی همان طور که عنوان گردید این رخساره‌ها حاوی گونه‌هایی نظیر *Cannosphaeropsis utinensis*، *Spiniferites kleithriasphaeridium truncatum* و *ramosus oligosphaeridium buciniferum* شاخص محیط‌های در ارتباط با دریای باز است (Downie et al., 1971؛ Bujak, 1984؛ Mahmoud & Moawad, 2000؛ Roncaglia, 2002؛ Heimhofer et al., 2005؛ Sluijs, et al., 2005).

محیط رسوبی

پس از مطالعه مقاطع نازک و تعیین رخساره‌های مختلف با استفاده از استانداردهای ارائه شده (Tyson, 1993; Carozzi, 1989; Flugel, 2010) و مقایسه با محیط‌های امروزی، می‌توان محیط رسوبی سازند کلات را یک پلاتفرم کربناته کم عمق از نوع رمپ تفسیر کرد که سنگ‌های این سازند در سه کمربند رخساره‌ای شول، لاگون نیمه محصور و پهنه جزر و مدی بر جای گذاشته شده‌اند. با توجه به تغییر تدریجی رخساره‌ها به یکدیگر، نبود کورتوئید، پیروئید و دانه‌های تجمعی که شاخص شلف کربناته بوده یا به ندرت در رمپ‌های کربناته مشاهده می‌شوند و نیز نبود و گزارش رخساره‌های ریزشی و لغزشی که بیانگر شیب بالای محیط رسوبی در زمان ته‌نشست رسوبات می‌باشند (Tucker & Wright, 1990; Burchette & Wright, 1992; Einsele, 2000, Flugel, 2010)، رسوب‌گذاری در یک رمپ کربناته را مورد تأیید قرار می‌دهد. بنابراین بر اساس تقسیم‌بندی Read (1985) می‌توان این رمپ را از نوع هموکلینال در نظر گرفت. به طوری که با توجه به تقسیم‌بندی شش گانه Read (1985) رمپ هموکلینال دارای شول پراکنده می‌باشد (Masse et al., 2003; Bachman & Hirsch, 2006; Aurell et al., 2009) (شکل ۹).

نتیجه‌گیری

سازند کلات در برش دره چهل کمان ۳۱۰ متر ضخامت داشته و از دیدگاه چینه‌سنگی از ۵ بخش تشکیل گردیده است. سنگ‌شناسی اصلی این سازند سنگ آهک و شیل است که تناوب آن‌ها این بخش‌ها را ایجاد کرده است. رخساره‌های کربناته در قالب ۱۲ رخساره و در محیط‌های جزر و مدی، لاگون نیمه محصور و شول‌های پراکنده نهشته شده است. علاوه بر این یک رخساره هیبریدی (پکستون بیوکلستی کوارتزار) مربوط به محیط‌های حدواسط تا کم عمق ساحلی نیز شناسایی گردید. با مطالعه بخش‌های شیلی، بر مبنای داینوفلاژله‌های شاخص محیط و عوامل حفاظت از مواد ارگانیکی، شیل‌های سازند کلات به دو نوع پالینوفاسیس A و B تقسیم می‌شوند. پالینوفاسیس نوع A با توجه به اطلاعات به دست آمده کم عمق‌تر از پالینوفاسیس‌های نوع B است. پالینوفاسیس نوع B محیط لاگونی رو به شول و در ارتباط با محیط دریای باز را نشان می‌دهد و پالینوفاسیس نوع A مؤید شرایط کم عمق‌تر لاگونی و نزدیکی این شیل‌ها به رخساره‌های جزر و مدی است. با بررسی‌های صورت گرفته بر روی رخساره‌های این سازند و تغییرات عمودی آن‌ها، محیط تشکیل سازند کلات در این برش یک پلاتفرم کربناته کم عمق از نوع رمپ تشخیص داده شده است.

منابع

- افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی کپه داغ، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۲۷۶ ص.
- ژیانی، ف.، علامه، م.، جوانبخت، م.، ۱۳۹۴. پالینوفاسیس سازند کلات در برش دره چهل کمان (خراسان رضوی). نهمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- سعیدی رضوی، ب.، خسروتهرانی، خ.، آقانباتی، ع.، موسوی حرمی، ر.، آریایی، ع.ا.، ۱۳۸۹. نظری اجمالی بر قسمت فوقانی سازند کلات در حوضه رسوبی کپه داغ. فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان، ۲۸۶ - ۲۷۸.
- عبدالمالکی، ج.، رحیم پور بناب، ح.، توکلی، و.، اسدی اسکندر، ا.، ۱۳۹۲. محیط رسوبی، دیاژنز و چینه‌نگاری سکانسی بخش دالان زیرین در میدان گازی گلشن، خلیج فارس، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۵۲ (۳): ۲۷.

- علامه، م.، قاسمی نژاد، ا.، سعیدی، ع.، ۱۳۸۶. پالینولوژی و محیط دیرینه سازند کلات در شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ. فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان، ۱۸۷-۲۰۰.
- علامه، م.، موسوی فرد، ه.، ۱۳۹۳. دیرینه بوم‌شناسی بخشهای شیلی سازند کلات بر مبنای استراکودها در حوضه رسوبی کپه‌داغ برش چهچه (خراسان رضوی). مجله دیرینه‌شناسی، ۲(۱): ۶۳-۷۶.
- علامه، م.، جوانبخت، م.، ژبانی، ف.، ۱۳۹۴. پالینولوژی و پالئواکولوژی سازند کلات در برش دره چهل کمان (خراسان رضوی). دومین کنگره بین‌المللی زمین‌شناسی کاربردی، مشهد.
- محبوبی، ا.، لاسمی، ی.، موسوی حرمی، ر.، ۱۳۷۴. بررسی رخساره‌های آهکی و تفسیر محیط رسوبگذاری سازند کلات (کرتاسه فوقانی) در شرق حوضه کپه‌داغ در شمال شرق ایران. مجله علوم دانشگاه تهران، ۲۴-۳۷.
- محمودی، س.، حسنی عروس محله، آ.، وحیدی نیا، م.، ۱۳۹۱. معرفی بریوزوآهای سازند کلات در برش تنگ چهچه، شمال شرق مشهد. اولین همایش زمین‌شناسی فلات ایران، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته.
- ندافان، ت.، وحیدی نیا، م.، عاشوری، ع.، ۱۳۷۴. بررسی میکروفاسیس و محیط رسوبگذاری سازند کلات در برش تنگ دو برادر شمال شرق مشهد. شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شیراز.
- وحیدی نیا، م.، صادقی، ع.، شمیرانی، ا.، آریایی، ع.، آدابی، م.، ۱۳۸۶. میکروبايواستراتیگرافی و محیط رسوبی سازند کلات در برش تنگ چهچه (شمال شرق مشهد) و مقایسه آن با برش الگو. مجموعه مقالات یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۸۱۵-۱۸۲۳.

- Adachi, N., Ezaki, Y., & Liu, J., 2004. The origins of peloids immediately after the end-permian extinction, Guizhou Province, South China. *Sedimentary Geology*, 164: 161-178.
- Aurell, M., Badenas, B., Ipas, J., & Ramajo, J., 2009. Sedimentary evolution of an Upper Jurassic carbonate ramp (Iberian Basin, NE Spain). In: Van Buchem, F., Gerdes, F.K., & Esteben, M., (eds.), Reference models of Mesozoic and Cenozoic carbonate systems in Europe and the Middel East – stratigraphy and diagenesis. *Geology society London Special Publish*, 153: 138-161.
- Bachman, M., & Hirsch, F., 2006. Lower cretaceous carbonate platform of eastern Levant (Galilee and the Golan Heights), Stratigraphy and second-order sea level change. *Cretaceous Research*, 27: 487-512.
- Bombardier, L., & Gorin, G.E., 2000. Stratigraphic and distribution of sedimentary organic matter in Upper Jurassic Carbonates of SE France. *Sedimentary Geology*, 132: 177-203.
- Boulter, M.C., & Riddick, A., 1986. Classification and analysis of palynodebris from the palaeocene sediments of the Forties Field. *Sedimentology*, 33: 871- 886.
- Bujak, J.P., 1984. Cenezoic dinoflagellate cysts and acritarch from the Bering Sea and northern North Pacific, DSDP Leg 19. *Micropaleontology*, 30: 180- 212.
- Burchette, T.P., & Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional Systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3-57.
- Carozzi, AV., 1989. Carbonate Rock Depositional Modle. *A Microfacies Approach*, Prentice-Hall, 604 p.
- Chiaghanam, O.I., Nwozor, K.K., Chiadikobi, K.C., Omoboriowo, A.O., Soronnadi-Ononiwu, C.G., Onuba, L.N., & Ofoma, A.E., 2013. Lithofacies, Palynology and Paleoenvironmental Study of Early Campanian to Mid-Maastrichtian Deposits of Udi and Environs in the Anambra Basin, South Eastern Nigeria. *International Journal of Science and Technology*, 2: 453- 470.
- 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*, 1: 108-121.
- Downie, C., Hussain, M.A., & Williams, G.L., 1971. Dinoflagellate cyst and Acritarch association in the Paleogene of Southeast England. *Geoscience*, 3: 29- 35.
- El-Azabi, M.H. & 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.

- Einsele, G., 2000. Sedimentary Basin Evolution, Facies, and Sediment Budget (2 ndedition). *Springer-Verlag*, 292 p.
- Folk, R.L., 1959. Practical petrographic classification of limestones. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 43 (1): 1-38.
- Flügel, E., 2004. Microfacies of Carbonate rocks, *Springer-Verlage*, 1st edition, 976 p.
- Flügel, E., 2010. Microfacies Analysis Of Carbonate Rocks, Analyses. *Interpretation and Application*, Springer-verlag, Berlin, 976 p.
- Grabau, A.W., 1904. On the classification of sedimentary rock, *American Geology*, 33: 228-247.
- Hafmann, A., Dirks, P.H.G.M., & Jelsma, H.A., 2004. Shallowing upward carbonate cycles in the Blingwe Greenston belt, Zimbabwe: A record of Archeansea level oscillation. *Journal Sedimentary Research*, 74: 64-81.
- Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Herrle, J.O.N., & Weissert, H., 2005. Contrasting origins of Early Cretaceous black shales in the Vocontian basin: Evidence from Palynological and calcareous nannofossil records. *Palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology*, 235 p.
- Irwin, M.L., 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 445.
- Mahmoud, M.S., & Moawad, A.R.M.M., 2000. Jurassic- Cretaceous (Bathonian to Cenomanian) Palynology and stratigraphy of the west Tiba- 1 berehole, Northern Western Desert Egypt. *Journal of Africa Earth Science*, 30: 401- 416.
- Masse, J.P., Fenerci, M., & Pernarcic, E., 2003. Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates, Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200: 65-81.
- Moheghi, M., Hadavi, F., Rahimi, B., 2013. Investigation of the Boundary between Abderaz and Kalat Formation Based on Calcareous Nannofossils in West Kopet- dagh (NE IRAN). *Scientific research (Open Jurnal of Geology)*, 178- 186.
- Palma, R., López-Gómez, J., Piethé, R., 2007. Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina. *Facies and depositional sequences Sedimentary Geology*, 195: 113-134.
- Quattrocchio, M.E., Martinez, M.A., Carpinelli, P.A., & Volkheimer, W., 2006. Early Cretaceous palynostratigraphy, palynofacies and palaeoenvironments of well section in northeastern Tierra del Fuego, Argentina. *Cretaceous Research*, 27: 584-602.
- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. *American Association Petrolume Geology Bulletin*, 69: 1-12.
- Roncaglia L., 2002. Lower Maastrichtian dinoflagellates from the Viano Clay Formation at Viano, northern Apennines, Italy. *Cretaceous Research*, 23: 65–67.
- Samankassou, E, Tresch, J., & Strasser, A., 2005. Origin of Peloides in Early Cretaceous deposits, Dorest, South England. *Facies*, 51: 264-273.
- Schioler, p., 2002. Palynofacies and sea-level changes in the Middle Coniacian- Late Campanian (Late Cretaceous) of the East Coast Basin, New Zeland. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 188: 101-125.
- Sluijs, A., Pross, J., & Brinkhuis, H., 2005. From greenhouse to icehouse organic- walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the paleogene. *Earth Science Reviews*, 68: 281- 315.
- Smelror M., & Leereveld, H., 1989. Dinoflagellates and acritarch assemblage from late Bathonian to early Oxfordian of Montagne Crussol, Rhone Nalley Southern France. *Palynology*, 13: 121- 141.
- Soronandi-Ononiwu, G.C., Omoboriowo, A.O., Yikarebogha Y., & Chiaghanam O.I., 2014. Palynology & Paleoenvironmental Study Of Akukwa-1 Well, Niger Delta and Anambra Basins, Nigeria. *International Journal of Scientific & Technology Research*, 3: 297-304.
- Traverse, A., 2007. Paleopalynology. *2nd Edition*, Springer, 813 p.
- Tucker, M.E., 1991. Sedimentary Petrology. *Blackwell Scientific Publication*, 260 p.
- Tucker, M.E., & Wright, P., 1990. Carbonate Sedimentology. *Blackwell Scientific Pubublications*, Oxford, 482 p.
- Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks, 2nd edition. *Blackwell Scientific Publication*, London, 262 p.
- Tyson, R.V., 1993. Palynofacies analysis. *Applied Micropaleontology*, 153-191.

- Van Der Zwan, C.J., 1990. Palynostratigraphy and palynofacies reconstruction of the Upper Jurassic to Lowermost Cretaceous of the Dra field, offshore Mid Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 62: 157-186.
- Waveren, I., & Visscher, H., 1994. Analysis of the composition and selective preservation of organic matter in surficial deep-sea sediment from a high productivity area (Bandasa, Indonesia). *Palaepgeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 112: 85-111.
- Wilpshaar. M., & Leereveld, H., 1994. Palaeoenvironmental change in the Early Cretaceous Vocontian Basin (SE France) reflected by dinoflagellate cysts. *Review of palaeobotany and Palynology*, 84 (1-2): 121-128.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geological History. *Springer-Verlag, Berlin*, 471 p.
- Wisler, L., Funk, H., & Weissert, H., 2003. Response to Early Cretaceous carbonate platform to change in atmospheric carbonate dioxide level. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleaeoecology*, 200: 187-205.
- Zonneveld, K., Versteegh, G., & Lange, G., 1997. Preservation of organic-Walled dinoflagellate cyst in defferent oxygen regies: a 1000 year natural experiment. *Marine Micropaleontology*, 29: 393-405.

Plate 1

1. *Achomosphaera ramulifera*;
2. *Achomosphaera sageri*;
3. *Achomosphaera* sp.;
4. *Alterbidinium varium*;
5. *Amphorosphaeridium fenestratum*;
6. *Andalusiella dubia*;
7. *Andalusiella gabonensis*;
8. *Andalusiella polymorpha*;
9. *Andalusiella rhomboids*;
10. *Andalusiella* sp.;
11. *Caligodinium aceras*;
12. *Callaiosphaeridium asymmetricum*;
13. *Cannosphaeropsis utinensis*;
14. *Cerodinium diebelii*;
15. *Cerodinium obliquipes*;
16. *Cerodinium* sp.;
17. *Cerodinium speciosum*;
18. *Chytroeisphaeridia baetica*;
19. *Cribroperidinium orthoceras*;
20. *Circulodinium distinctum*;
21. *Cleistosphaeridium multifurcatum*;
22. *Conosphaeridium striatoconum*;
23. *Cribroperidinium* sp.;
24. *Cyclonephelium compactum*;
25. *Cyclonephelium membraniphorum*.

Plate 2

1. *Cyclonephelium* sp.;
2. *Cymosphaeridium* sp.;
3. *Deflandrea damasii*;
4. *Cerodinium* sp.;
5. *Cerodinium* sp.;
6. *Disphaerogena lemniscata*;
7. *Ellipsodinium* sp.;
8. *Exochosphaeridium bifidum*;
9. *Exochosphaeridium* sp.;
10. *Florentinia buspina*;
11. *Florentinia deanei*;
12. *Florentinia mantellii*;
13. *Florentinia* sp.;
14. *Glaphyrocysta marlboroughensis*;
15. *Glaphyrocysta* sp.;
16. *Godavariella venkatachala*;
17. *Hystrichodinium pulchrum*;
18. *Hystrichosphaeropsis ovum*;
19. *Hystrichosphaeridium* sp.;
20. *Hystrichosphaeridium tubiferum*;
21. *Kalyptea aceras*;
22. *Kleithriasphaeridium truncatum*;
23. *Odontochitina operculata*;
24. *Oligosphaeridium abaculum*;
25. *Oligosphaeridium albertense*.

Plate 3

1. *Oligosphaeridium asterigerum*;
2. *Oligosphaeridium buciniferum*;
3. *Oligosphaeridium pulcherrimum*;
4. *Oligosphaeridium* sp.;
5. *Oligosphaeridium totum*;
6. *Palaeocystodinium bulliforme*;
7. *Palaeocystodinium golzowense*;
8. *Palaeocystodinium lidiae*;
9. *Palaeocystodinium* sp.;
10. *Palambages morulosa*;
11. *Pervosphaeridium* sp.;
12. *Phelodinium kozlowskii*;
13. *Pterodinium* sp.;
14. *Spiniferites perforatus*;
15. *Spiniferites ramosus*;
16. *Spiniferites* sp.;
17. *Thalassiphora delicata*;
18. *Thalassiphora patula*;
19. *Thalassiphora pelagica*;
20. Foraminiferal test lining;
21. Bisaccate pollen;
- 22, 23. Spore;
24. Woody fragment;
25. Fungal spore.

Plate 1

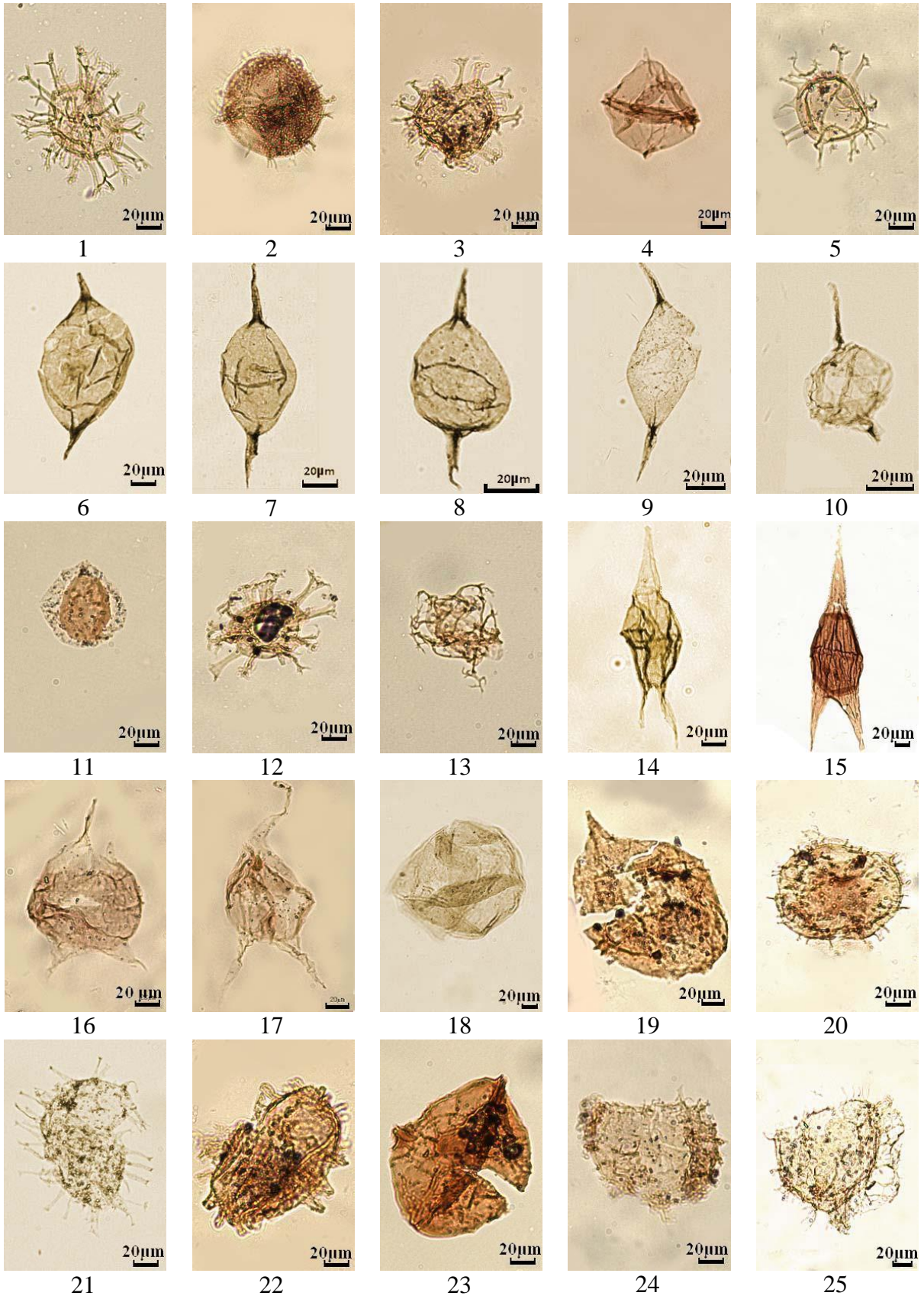


Plate 2

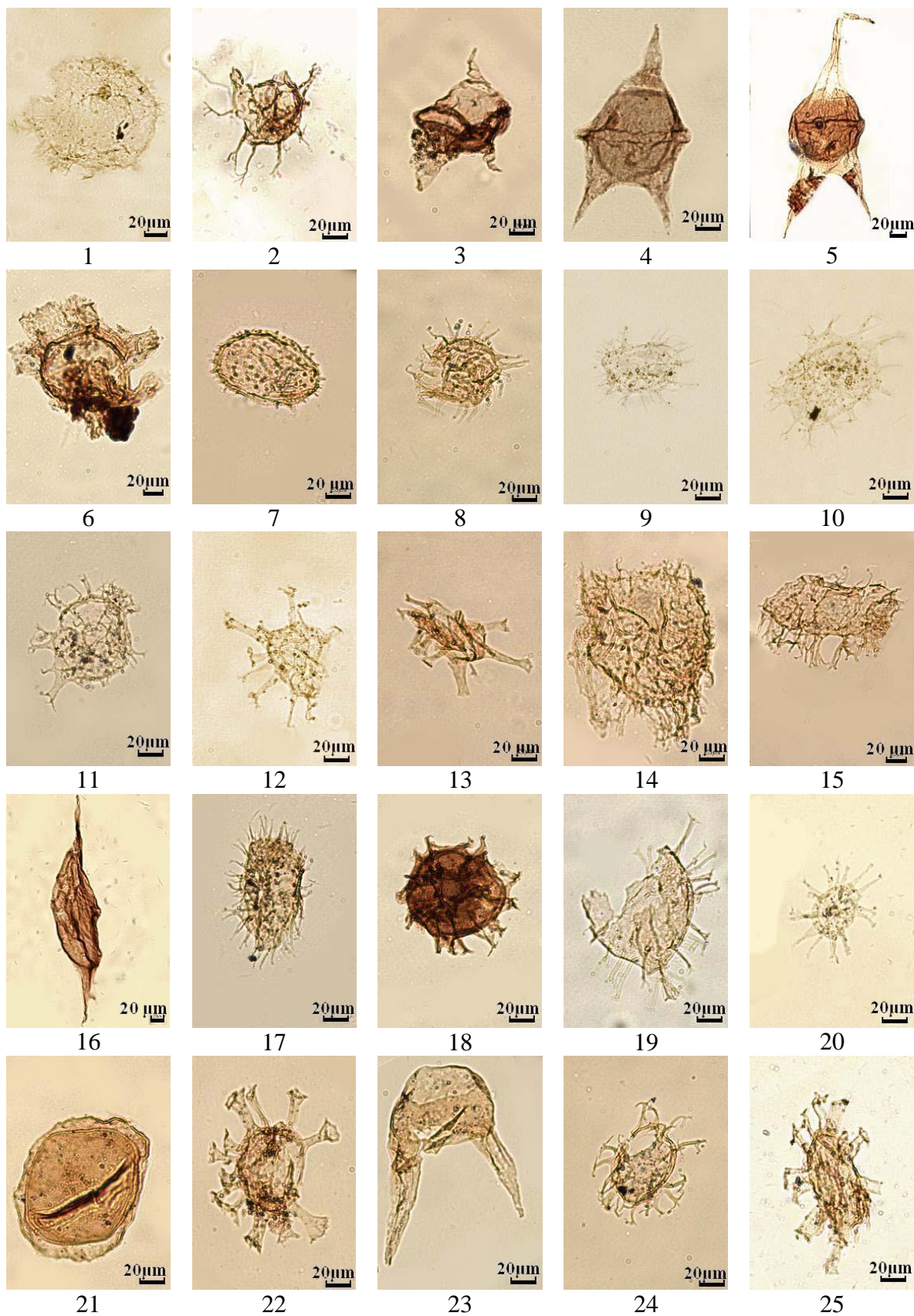
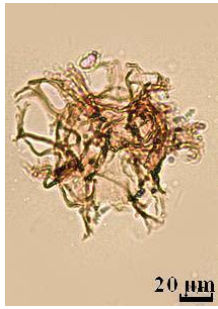


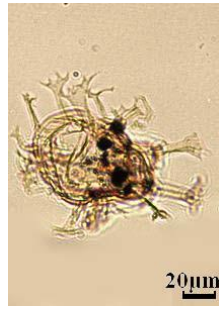
Plate 3



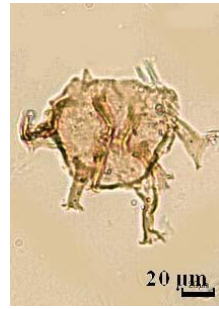
1



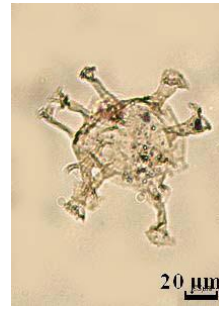
2



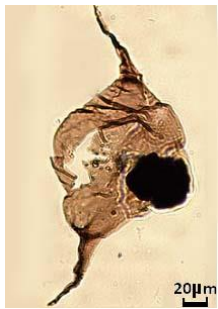
3



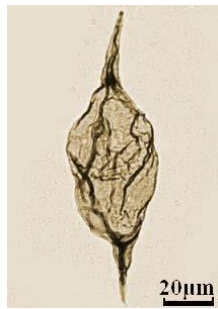
4



5



6



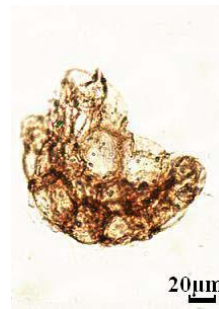
7



8



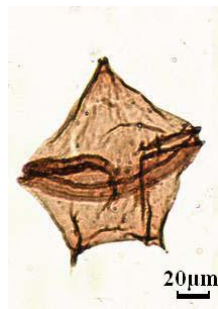
9



10



11



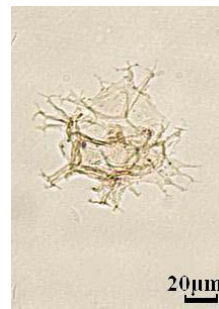
12



13



14



15



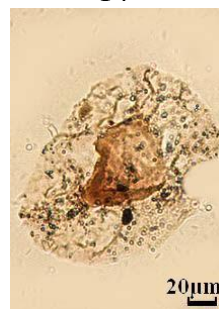
16



17



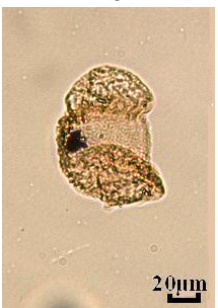
18



19



20



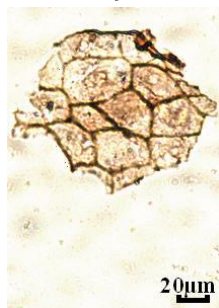
21



22



23



24



25

Palynofacies and microfacies of Kalat Formation at Chehel-Kaman Valley section (north east Khorasan Razavi)

Allameh, M.^{1*}, Javanbakht, M.², Zyhani Noghani, F.³

1- Associate Professor, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

2- Assistant Professor, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

3- M.Sc in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

* Email: allameh.1345@yahoo.com

Introduction

The Kopet-Dagh Basin formed on the southern margin of the Eurasian Plate since the Jurassic up to the Tertiary. The Kopet-Dagh Basin marks the northern boundary of the Alpine-Himalayan Orogeny in northeastern Iran and also corresponds to the morphological boundary between Turkmenistan and Iran. The Kopet-Dagh Basin is an intracontinental basin and its topography dies out toward southeast in the Afghanistan, indicating a tectonically stable part of the basin. Kalat Formation (Late Cretaceous) is one of carbonate unit in the Kopet-Dagh sedimentary basin (Afshar-Harb, 1994). So far, various studies have been done on this formation, but for the first time, the microfacies and palynofacies of the Kalat Formation have been carried out simultaneously.

In order to study Kalat Formation, one section is measured in the Chehel-Kaman valley. Kalat Formation in this section is located about 163 km from Mashhad with a geographic coordinates of 36° 28' 8" North and 60° 23' 42.4" East and is 310 meters thick and consists of shale and limestone alternation. In order to study palynofacies and microfacies in Chehel-Kaman section (310 m shale and limestone), 36 samples of limestone and 22 samples of shale have been studied. The description of the limestone textures follows the Dunham (1962) classification and shales Tyson charts (1993).

Discussion and Results

Study of limestone thin sections led to identification of three sedimentary facies, A, B, C, including barrier, restricted lagoon and tidal flat that are composed of 12 subfacies. These facies can be classified in two group, carbonates and hybrid. Studying of shale led to identify two facies, A and B. Facies A is equivalent to type I Palynofacies and facies B is equivalent to type II Palynofacies. Shale facies A shows semi restricted lagoon into tidal flat and shale facies B shows deeper semi restricted lagoon to shoal and open marine environment. In the basis of microfacies and palynofacies studies, we can say that Kalat Formation has been deposited in a homoclinal carbonate ramp (Flugle, 2010).

Because the palynofacies and paleo-sedimentary environments of the shale parts of Kalat Formation were based on palynomorphs (dinoflagellates), 52 species of 36 genera of dinoflagellates were identified. In addition to dinoflagellates, spores and bisaccate pollen grains, fungal spores and foraminiferal test linings are also observed.

The palynological parameters of the shale facies of this formation indicate that the lability factor in this section is less than one. Decreasing this factor indicates an increasing the amount of oxygen in the sedimentary environment. Therefore, it is possible that semi-oxygenated conditions dominate during the time of the deposition of these facies. However, according to the numbers obtained, the oxygen content in type palynofacies (A) is more than type (B). On the other hand, the ratio of AOM trans to dark AOM indicates that despite the presence of oxygen, the amount of this element is not high (the number obtained is greater than one), which indicates low oxygen conditions in the parts of shale at the time of sedimentation. However, the amount of oxygen in type palynofacies (A) is more than type (B) (Boulter & Riddick, 1986).

To determine more precisely the amount of oxygen and sedimentation rate from a complementary factor (transparent and dark AOM ratio to marine palynomorphs), the best conservation degree of marine palynomorphs (especially dinoflagellates) is in high oxygen saturation and sedimentation rhythms.

If the low sedimentation rate and the low oxygen content transmitted are of the palynomorphs to the transparent AOM, and in the opposite case, palynomorphs into a dark AOM. According to the measurement of the percentage of transparent AOM percent to marine palynomorph along the stratigraphic column, this is high which indicates low oxygen conditions, and the ratio of the percentage of dark AOM to marine marine palynomorph is low, which indicates low oxygen conditions and high sedimentation rate for palynofacies of the Kalat Formation. Of course, the numbers indicate higher oxygen content and higher precipitation rates for type palynofacies (A) than type (B) (Bombardier & Gorin, 2000).

The ratio of the equal dark palynomaceral to the blade - shaped dark, along with the laboratory factor, expresses the amount of energy governing the environment. Blade - shaped dark palynomaceral can travel a long distance due to high flotation, and are abundant in remote areas. According to the results obtained from the study of palynological slides, the equal dark palynomaceral is also greater than the blade, indicating the close proximity to the coast of the shale parts of the Kalat Formation and the resulting numbers indicate the shallowness of the type Palynofacies (A) than type (B), *Kleithriasphaeridium truncatum*. The presence of species *Cannosphaeropsis utinensis* *Oligosphaeridium buciniferum* and *Spiniferites ramosus* is an open sea. The abundance of the above examples in Palynofacies type (B) is likely to be related to open sea environment for this facies (Chiaghanam *et al.*, 2013).

On the other hand, species like *Alterbidinium varium*, *Andalusiella dubia*, *Andalusiella gabonensis*, *Andalusiella polymorpha*, *Circulodinium distinctum*, *Cerodinium diebelii*, *Godavariella venkatachala*, *Palaeocystodinium bulliforme*, *Phelodinium kozlowski* and *Palaeocystodinium lidia* show shallow conditions. The palynological factors and the presence of the above species, as well as the presence of spores and bisaccate pollen in Palynofacies type (A), are indicative of the shallow conditions of these deposits.

Key word: Kalat formation; microfacies; palynofacies; depositional environment; homoclinal ramp.

References

- Afshar-Harb, A., 1994. Kopet dagh geology, *Geological Survey of Iran publishers*, 276 p.
- Bombardier, L., & Gorin, G.E., 2000. Stratigraphic and distribution of sedimentary organic matter in Upper Jurassic Carbonates of SE France. *Sedimentary Geology*, 132: 177-203.
- Boulter, M.C., & Riddick, A., 1986. Classification and analysis of palynodebris from the palaeocene sediments of the Forties Field. *Sedimentology*, 33: 871- 886.
- Chiaghanam, O.I., Nwozor, K.K., Chiadikobi, K.C., Omoboriwo, A.O., Soronnadi-Ononiwu, C.G., Onuba, L.N. & Ofoma, A.E., 2013. Lithofacies, Palynology and Paleoenvironmental Study of Early Campanian to Mid-Maastrichtian Deposits of Udi and Environs in the Anambra Basin, South Eastern Nigeria. *International Journal of Science and Technology*, 2 (6): 453- 470.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (eds.), *Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Flugel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis Interpretation and Application. Springer-Verlage*, Berline, Heidelberg. 976 p.
- Tyson, R.V., 1993. Palynofacies analysis. *Applied Micropaleontology*, 153-191.