

بازسازی محیط دیرینه سازند آیتامیر در برش چینه شناسی خارتوت در کپه داغ مرکزی بر اساس داده های پالینولوژیکی

ملکی پرازمیانی*^۱ سعید، قاسمی نژاد^۲ ابراهیم، سجادی^۳ فرشته

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۲. استاد دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران.

۳. دانشیار دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

*مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: maleki.saeed@ut.ac.ir

چکیده:

محیط تشکیل سازند آیتامیر در برش چینه شناسی خارتوت بر اساس پالینومورف ها و مواد آلی موجود در آن مورد بررسی قرار گرفت. سازند آیتامیر در این برش چینه شناسی دارای لیتولوژی ماسه سنگ، مارن، شیل، سیلتستون، شیل آهکی، و آهک ماسه ای بوده که با رنگ سبز زیتونی شناخته می شود. در این مطالعه ۱۸ گونه داینوفلاژله (متعلق به ۱۲ جنس)، ۲۹ گونه اسپور (متعلق به ۲۰ جنس) و ۸ گونه پولن (متعلق به ۵ جنس) شناسایی گردید که نهایتاً به همراه سایر عناصر پالینولوژیکی جهت تعیین پالتواکولوژی و محیط دیرینه مورد استفاده قرار گرفتند.

بر اساس مطالعه خرده های آلی، سه نوع پالینوفاسیس (I, II, VI) شناسایی شد. با توجه به فراوانی AOM شفاف نسبت به پالینومورف های دریایی و AOM تیره، فراوانی پالینوماسرال های ایک هم بعد نسبت به پالینوماسرال های ایک تیغه ای، محیط تشکیل سازند آیتامیر در برش مورد مطالعه یک محیط کم عمق و کم اکسیژن با نرخ رسوبگذاری پایین تعیین گردید. داینوسیست های شاخص عمق نیز مؤید محیط کم عمق، نریتیک درونی تا نریتیک بیرونی می باشند. همچنین با استفاده از داینوفلاژله های شاخص محیط و تعیین قرابت میوسپورها، آب و هوای گرم و مرطوب برای حوضه آیتامیر پیشنهاد گردید.

واژه های کلیدی: سازند آیتامیر، پالینومورف، محیط دیرینه، کپه داغ.

مقدمه:

نام سازند آیتامیر از روستایی به همین نام در غرب کپه داغ، در ۷۰ کیلومتری شمال شرق شهر گنبد کاووس گرفته شده است. برش الگوی سازند مذکور در ۵ کیلومتری جنوب شرق روستای آیتامیر قرار دارد. رنگ سبز زیتونی این سازند نیز به دلیل وجود دو بخش گلوکونیتی می باشد. این سازند در نوار شمالی منطقه بهترین گسترش را دارد. دلیل این امر وجود گسله های فعال در زمان رسوبگذاری در غرب منطقه کپه داغ می باشد. سازند آیتامیر در هر بلوک گسله ضخامت و گسترش بیشتری نسبت به بلوک گسله جنوبی دارد. در شمالی ترین بلوک که در شمال گسل مراوه تپه واقع است، این سازند بیشترین ضخامت را دارد. از بخش شیل فوقانی سازند مورد مطالعه فرامینیفرهای مختلفی با سن سنومانین و همچنین از بخش ماسه سنگی نیز آمونیت هایی با سن سنومانین پیشین گزارش شده است (افشار حرب، ۱۳۷۳).

برش چینه شناسی خارتوت با مختصات " E 56° 50' 00" و " N 37° 57' 00" در شمال غرب بجنورد، در استان خراسان شمالی قرار دارد. در این برش چینه شناسی مرز زیرین سازند آیتامیر با سازند سنگانه تدریجی و مرز بالایی آن با سازند آب دراز ناپیوسته می باشد.

روش ها و موارد:

به منظور مطالعه محیط رسوبی سازند آیتامیر در برش چینه شناسی خارتوت ۵۰ نمونه از افقهای مناسب جهت مطالعات پالینولوژی انتخاب گردید و در مجموع ۱۰۰ اسلاید پالینولوژیکی با روش آماده سازی تراورس (Traverse, 2007) تهیه گردید. به منظور انجام مطالعات آماری و ترسیم نمودارهای مقایسه ای، شمارش عناصر پالینولوژیکی در ۱۵ میدان دید به صورت اتفاقی صورت پذیرفت. پس از محاسبه درصد فراوانی عناصر مذکور نسبت های مختلفی نظیر نسبت سه گروه اصلی عناصر پالینولوژی (مواد آلی آمورف، فیتوکلاست و پالینومورف های دریایی)، نسبت فیتوکلاست های اپک هم بعد به فیتوکلاست های اپک تیغه ای، نسبت AOM تیره به روشن و فاکتور لبیلیتی محاسبه و نمودارهای مربوطه ترسیم گردید (شکل ۱). همچنین با استفاده از دیاگرام تاپسون محیط تشکیل سازند آیتامیر در برش چینه شناسی خارتوت مورد ارزیابی قرار گرفت (شکل ۲). جهت بازسازی محیط دیرینه سازند مذکور نیز، تعیین قرابت میوسپورها با استفاده از منابع ذیل صورت گرفت.

Couper, 1960; Dettmann, 1963; Mädler, 1964; Pocock, 1970; Filatoff, 1975; Filatoff & Price, 1988; Vakhrameev, 1991; Dettmann & Clifford, 1992; Balme, 1995; Abbink, 1998; McKellar, 1998; Sajjadi & Playford, 2002, Roghi, 2004.

در همین راستا فراوانی میوسپورها محاسبه و پس از تهیه نمودار درصد فراوانی گروههای مختلف گیاهی (شکل ۳) از نتایج حاصل از آن در شناخت محیط دیرینه استفاده شد.

نتایج و بحث:

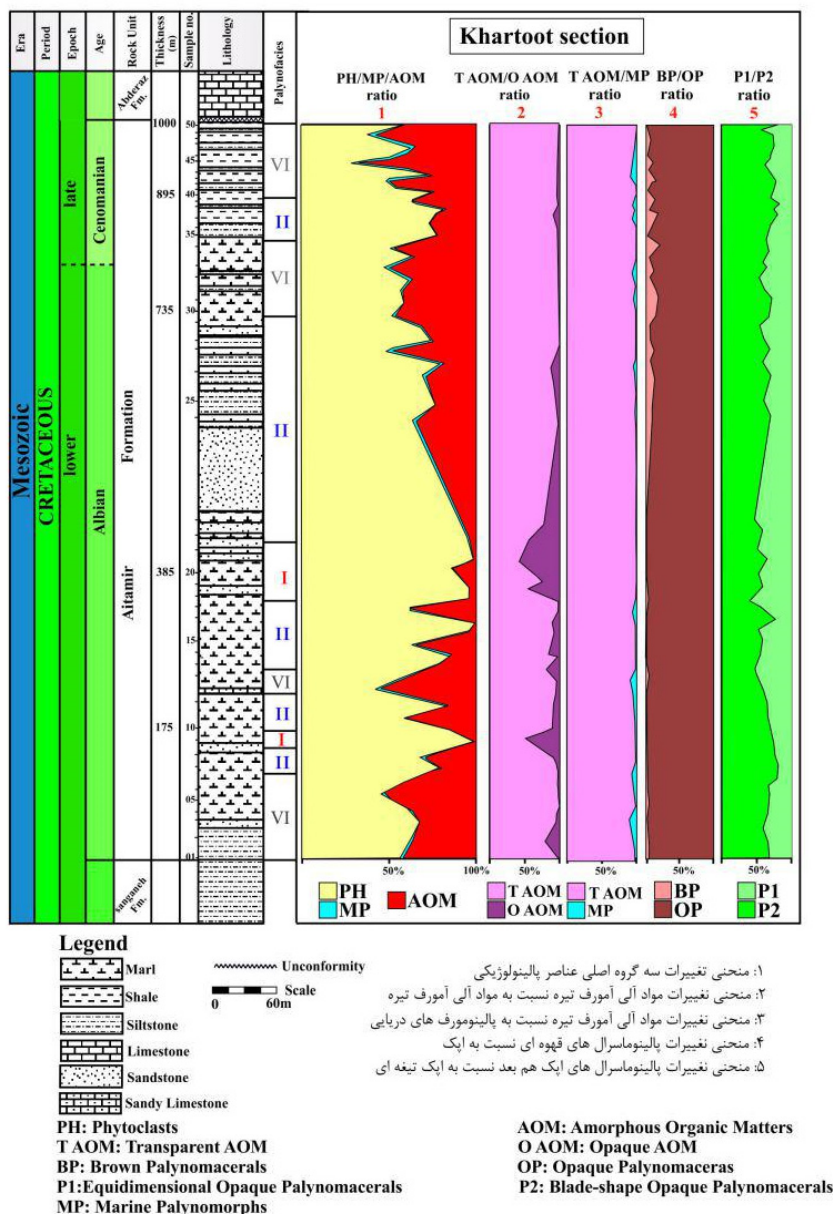
۱- محیط دیرینه

۱-۱ پالینوفاسیس:

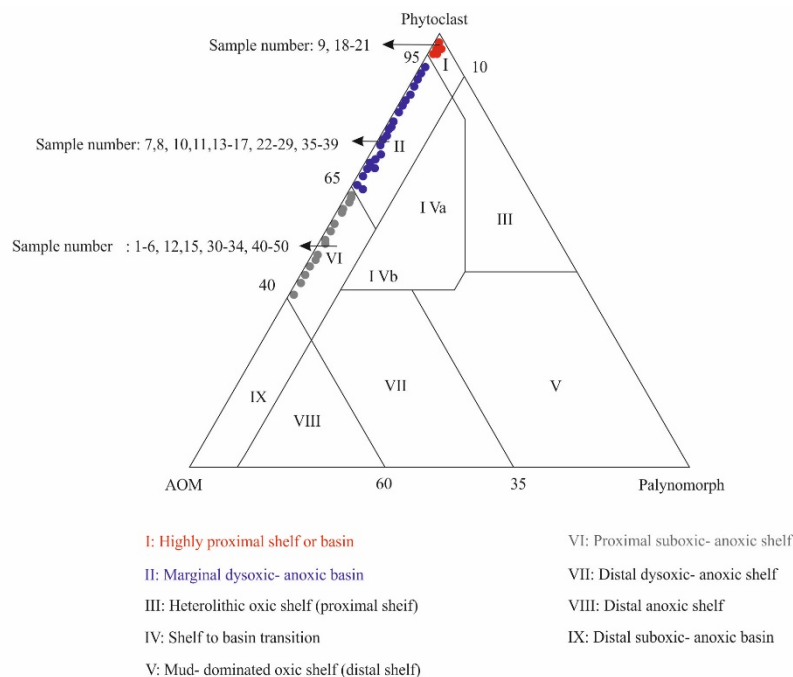
مطالعه پالینوفاسیس سازند آیتامیر در برش چینه شناسی خارتوت به وسیله دیاگرامی موسوم به دیاگرام تاپسون (Tyson, 1993) صورت گرفت. در دیاگرام مذکور نسبت سه گروه اصلی عناصر پالینولوژیکی یعنی مواد آلی آمورف، فیتوکلاست ها و پالینومورف های دریایی سه راس مثلث تاپسون را تشکیل می دهند. در مطالعه پالینوفاسیس سازند آیتامیر در برش چینه شناسی خارتوت سه نوع پالینوفاسیس (I, II, VI) تشخیص داده شد (شکل ۲).

- (۱) پالینوفاسیس I: در این نوع پالینوفاسیس مقدار AOM و پالینومورف های دریایی کم و میزان فیتوکلاست ها زیاد می باشد. نمونه های شماره: ۹ و ۱۸-۲۱ (ضخامت های ۱۵۰ تا ۱۷۰ متری و ۳۴۰ تا ۴۲۰ متری) در این پالینوفاسیس قرار دارد. محیطی که برای این پالینوفاسیس معرفی می شود شلف بسیار پروکسیمال (Highly proximal shelf) است.
- (۲) پالینوفاسیس II: نمونه های شماره ۷ و ۸ و ۱۰ و ۱۱ و ۱۳-۱۷ و ۲۲-۲۹ و ۳۵-۳۹ (ضخامت های ۱۱۵ تا ۱۵۰ متری، ۱۷۰ تا ۲۱۵ متری، ۲۵۰ تا ۳۴۰ متری و ۴۲۰ تا ۷۲۰ متری، ۸۳۰ تا ۸۹۰ متری) در این پالینوفاسیس قرار دارد. محیطی که برای این پالینوفاسیس در نظر گرفته می شود محیط رسوبی بدون اکسیژن تا کم اکسیژن حاشیه حوضه (Marginal dysoxic-anoxic shelf) است.

۳) پالینوفاسیس VI: نمونه های شماره ۱-۶ و ۱۲ و ۱۵ و ۳۴-۳۰ و ۵۰-۴۰ (از قاعده برش تا ۱۱۵ متری، ۲۱۵ تا ۲۵۰ متری، ۷۲۰ تا ۸۳۰ متری، ۸۹۰ تا انتهای برش) در این پالینوفاسیس قرار دارد. محیط پیشنهادی برای نمونه هایی که در این بخش از دیاگرام تاپسون قرار می گیرند کم عمق ساحلی با اکسیژن کم تا فاقد اکسیژن (proximal suboxic-anoxic shelf) است.



شکل ۱: نمودارهای تغییرات عناصر پالینولوژیکی در طول ستون چینه شناسی سازند آیتامیر دربرش چینه شناسی خارتوت



شکل ۲: توزیع نمونه های سازند آیتامیر در برش چینه شناسی خارتوت بر روی دیاگرام تیسون (Tyson, 1993)

۲-۱ فاکتور Lability:

پالینوماسرال ها بنا بر اهمیت و میزان شفافیت به دو دسته اپک (OP) و قهوه ای (BP) تقسیم می شوند. از آنجا که ماسرال ها وابسته به گیاهان خشکی هستند، فراوانی آنها نشان دهنده محیط نزدیک به ساحل می باشد (Waveren and Visscher, 1994; Schioler *et al.*, 2002).

فاکتور حفاظت مواد ارگانیکی (Lability)، به صورت نسبت ماسرال قهوه ای به ماسرال تیره (BP/OP) تعریف شده است که علاوه بر نشان دادن درجه حفظ شدگی مواد ارگانیکی میزان تغییرات سطح آب دریا را نیز نشان می دهد. بررسی فاکتور Lability در برش چینه شناسی خارتوت نشان می دهد که میزان پالینوماسرالهای قهوه ای نسبت به پالینوماسرال های اپک پایین می باشد. البته برای افزایش اطمینان و دقت، فاکتور Lability باید در کنار سایر فاکتورها مورد بررسی قرار گیرد. افزایش Lability به همراه افزایش میزان فراوانی و تنوع پالینومورف های دریایی و کاهش AOM نشان دهنده حفظ شدگی بالای مواد ارگانیکی می باشد (Waveren and Visscher, 1994; Bombardier and Gorin, 2000).

۳-۱ نسبت AOM شفاف به AOM تیره:

به وسیله این نسبت می توان میزان اکسیژن در زمان نهشت سازند را ارزیابی کرد. AOM شفاف معرف محیطی با اکسیژن کم و یا فاقد اکسیژن می باشد در حالی که AOM تیره معرف محیط های اکسیژن دار است (Bombardiere *et al.*, 2000; Batten, 1996; Zoneveld *et al.*, 1997; Oboh-Ikuenobe, 1996). در تمام ضخامت برش چینه شناسی خارتوت میزان AOM شفاف به مراتب بیشتر از AOM تیره بوده که این موضوع را نیز می توان به محیط فاقد اکسیژن و یا با اکسیژن کم سازند آیتامیر نسبت داد. در این برش چینه شناسی از ضخامت ۶۱۵ متری تا انتهای سازند (ضخامت ۱۰۰۰ متری) از میزان AOM تیره و در نتیجه اکسیژن محیط، کاسته می شود (شکل ۱).

۴-۱ نسبت AOM به پالینومورف های دریایی:

از بررسی این نسبت نیز به منظور ارزیابی نرخ رسوبگذاری و میزان اکسیژن محیط استفاده می شود. افزایش نسبت AOM تیره به پالینومورف های دریایی نشان دهنده نرخ پایین رسوبگذاری و شرایط اکسیژن دار است. افزایش نسبت AOM شفاف به پالینومورف های دریایی نیز معرف شرایط احیایی با نرخ رسوبگذاری پایین است (Tyson, 1993; Waveren & Vischer, 1994; Bombardiere & Gorin, 2000, Zonneveld *et al.*, 1997).

در برش چینه شناسی خارتوت از قاعده برش تا انتهای سازند میزان AOM شفاف نسبت به پالینومورف های دریایی به مراتب بیشتر می باشد (شکل ۱). این فاکتور نیز تایید کننده شرایط احیایی و نرخ رسوبگذاری پایین حوضه آیتامیر در زمان نهشته شدن این سازند می باشد.

۵-۱ نسبت فیتوکلاست اپک هم بعد به فیتوکلاست اپک تیغه ای:

از این نسبت به منظور بررسی و تخمین میزان انرژی محیط استفاده می شود. به دلیل قابلیت شناوری بالاتر، فیتوکلاست های اپک تیغه ای شکل می توانند مسافت بیشتری را طی کنند، از این رو فراوانی آنها در مناطق دور از ساحل بیشتر و در مناطق نزدیک ساحل کمتر است. افزایش نسبت فیتوکلاست های تیغه ای به مفهوم عمق بیشتر حوضه است در حالی که افزایش نسبت فیتوکلاست های اپک هم بعد به مفهوم عمق کمتر آن می باشد (Van der Zwan, 1990; Tyson, 1995). به طور کلی در برش چینه شناسی خارتوت میزان فیتوکلاست های اپک هم بعد بیشتر از میزان فیتوکلاست های اپک تیغه ای می باشد که این موضوع دلالت بر عمق کم حوضه آیتامیر در طول نهشته شدن این سازند دارد (شکل ۱).

۶-۱ داینوفلاژله های شاخص محیط:

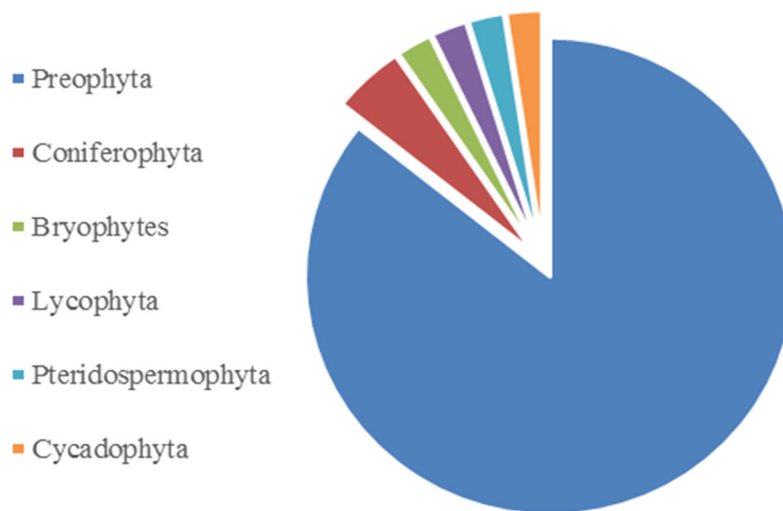
در این مطالعه ۱۸ گونه داینوفلاژله (متعلق به ۱۲ جنس)، ۲۹ گونه اسپور (متعلق به ۲۰ جنس) و ۸ گونه پولن (متعلق به ۵ جنس) شناسایی گردید. فراوانی گونه های مختلف جنس های *Achomosphaera* و *Spiniferites* به سمت شلف و محیط های دور از ساحل کاهش می یابد. (Mahmoud & moawad, 2000 – Davey & Rogers, 1975). فرم های کویت از جمله *Odontochitina*، عموماً در محیط های نریتیک داخلی فراوانتر می باشند (Wilpshaar, & Leereveld, 1994). بر پایه مطالعات صورت گرفته در اسپانیا (Lirola 1995) و جنوب انگلستان (Batten 1994) افزایش فراوانی جنس *Cribroperidinium* به عنوان معرفی بر محیط نریتیک داخلی گزارش شده است. به طور کلی حضور گونه های مختلف جنس *Oligosphaeridium* با زوائد بلند را به محیط های دور از ساحل نسبت می دهند. گونه *Oligosphaeridium Florentina* sp. نیز معرف محیط نریتیک دور از ساحل می باشد (Quattrocchio *et al.*, 2006). جنس *Florentina* sp. نیز شاخص محیط نریتیک خارجی است. (Heimhofer *et al.*, 2006).

در مجموع با توجه به حضور داینوسیست های *Spiniferites*, *Odontochitina*, *Florentina*, *Achomosphaera*, *Cribroperidinium*، محیط رسوبی سازند آیتامیر، کم عمق، نریتیک درونی تا نریتیک بیرونی در نظر گرفته می شود.

۲- آب و هوای دیرینه:

تعیین قرابت اسپورها و پولن ها به عنوان یکی از ابزارهای مهم در بازسازی شرایط آب و هوایی مورد استفاده قرار می گیرد. قرابت میوسپورهای سازند آیتامیر در برش چینه شناسی خارتوت به ترتیب فراوانی به سرخس ها (Preophyta)، مخروطیان (Coniferophyta)، لیکوفیتا (Lycophyta)، پتریدواسپرموفیتا (Pteridospermophyta)، بریوفیتا (Bryophytes) و سیکادوفیتا (Cycadophyta) نسبت داده شده است (شکل ۳). بر همین اساس و با توجه به حضور چشمگیر اسپورهای منتسب به سرخس ها از قبیل *Appendicisporites*, *Cicatricosisporites*, *Ruffordiaspora*, *Impardecispora* و... می توان نتیجه گرفت این گروه از گیاهان در ترکیب پوشش گیاهی اطراف محیط رسوبی نهشته مورد مطالعه بیشترین فراوانی را داشتند. از این رو با توجه به بررسی محیط زیست امروزی گیاهان مذکور، آب و هوای گرم تا نیمه گرم و مرطوب را برای حوضه آیتامیر می توان در نظر گرفت.

از طرفی داینوسیست های *Cribroperidinium edwardsii*, *C. orthoceras*, *Coroniferaoceanica*, *Spiniferites ramosus* نشان دهنده آب های گرم هستند (Leereveld, 1995, svobodova et al. 2011) که حضور آنها در کنار وجود اسپورهای قارچ در برش چینه شناسی خارتوت نیز تاییدی بر شرایط آب و هوایی گرم این حوضه می باشد.



شکل ۳: نمودار فراوانی گیاهان والد میوسپورهای مورد مطالعه در سازند آیتامیر، برش چینه شناسی خارتوت

نتیجه گیری:

در این مطالعه محیط دیرینه سازند آیتامیر در برش چینه شناسی خارتوت بر مبنای پالینومورف ها و مواد آلی موجود در آن مورد بررسی قرار گرفت. در برش مورد مطالعه، میزان AOM شفاف بیش از پالینومورف های دریایی و AOM تیره می باشد. پالینوماسرال های اپک هم بعد در تمام طول ستون استراتیگرافی بیش از پالینوماسرال های اپک تیغه ای است بر همین اساس محیط کم عمق و کم اکسیژن با نرخ رسوبگذاری پایین برای برش مورد مطالعه پیشنهاد می گردد. وجود داینوسیست

های شاخص مناطق کم عمق، میزان بالای فیتوکلاست ها نسبت به پالینومورف های دریایی و همچنین سه نوع پالینوفاسیس (I, II, VI) شناسایی شده نیز مؤید محیط کم عمق، نریتیک درونی تا نریتیک بیرونی حوضه رسوبگذاری می باشد.

با استناد بر داینوسیست های شاخص آب های گرم، حضور اسپوره های قارچ و فراوانی سرخس ها نسبت به سایر میوسپور ها، می توان آب و هوای گرم و مرطوب را برای حوضه آیتامیر در برش چینه شناسی خارتوت پیشنهاد نمود.

مراجع:

۱- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳ زمین شناسی ایران، زمین شناسی کپه داغ، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

References

- 1- Abbink, O. A., 1998. Palynological investigation in the Jurassic of the North Sea region. Lab. Palaeobot. Palyn. (LPP), Contrb. Ser. 8 192pp.
- 2- Balme B.E. 1995. Fossil *in situ* spores and pollen grains: an annotated catalogue. Review of Palaeobotany and Palynology, 87 (2-4), 85-323.
- 3- Batten D.J. 1996: Chapter 26A Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation; in: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (eds.), Palynology: principles and applications; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Vol. 3, 1011-1064.
- 4- Bombardier, L., and Gorin, G. E., 2000. Stratigraphical and lateral distribution of sedimentary organic matter in Upper Jurassic carbonate of Southeast France, Sedimentary Geology, Vol. 132, 177-203.
- 5- Couper, R.A., 1960. New Zealand Mesozoic and Cenozoic plant microfossils. N. Z. Geol. Surv. Palaeont. Bull. 32, 87pp.
- 6- Davey, R. J., Rogers, J., 1975. Palynomorph distribution in recent offshore sediments along two traverses off South West Africa. Marine Geology 18, 213-225.
- 7- Dettmann, M.E., and Clifford, H.T., 1992 "Phylogeny and biogeography of *Ruffordia mohria* and *Anemia* (Schizaeaceae) and *Ceratopteris* (Pteridaceae): evidence from *in situ* and dispersed spores" Alcheringa 16 , 269-314.
- 8- Dettmann, M.E., 1963. Upper Mesozoic microfloras from south-eastern Australia. Proceedings of the Royal Society of Victoria 77, 1-148.
- 9- Filatoff, J., 1975: Jurassic palynology of the Perth Basin, Western Australia. Palaeontographica, Abteilung B, Vol. 154, 1-113, pl. 1-30
- 10- Filatoff, J.; Price, P.L., 1988. A Pteridacean spore lineage in the Australian Mesozoic. Memoir of the Association of Australasian Paleontologists, 5, 89-124.
- 11- Heimhofer, u., Hochuli, P.A., Herrle, J., and Weissert, H., 2005. Contrasting origins of Early Cretaceous black shales in the Vocontian basin Evidence from palynological and calcareous nanofossils records. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 235 (2006), 93 – 109.
- 12- Leereveld, H., 1995. Dinoflagellate cysts from the Lower Cretaceous Río Argos succession (SE Spain). In Laboratory of Palaeobotany and Palynology, Contribution Series, 2, (Ph. D. Thesis, Utrecht University), 75 p.
- 13- Mahmoud MS, Moawad AMM (2000) Jurassic-Cretaceous (Bathonian to Cenomanian) palynology and stratigraphy of West Tiba-1 borehole, northern Western Desert, Egypt. Journal African Earth Science Vol. 30(2), 401-416
- 14- McKellar J. L. 1998. Late Early to Late Jurassic palynology and biostratigraphy of the Roma Shelf Area, northwestern Surat Basin, Queensland. Unpublished manuscript, 611 p.
- 15- Mudler, K., 1964. Bemerkenswerte Sporenformenausdem Keuper und unteren Lias. Fortschr. Geol. Rheinld-Westf., 12, 169-200.

- 16- Oboh-Ikuenobe, F. E., Sue, E. de Villiers, 2003. Dispersed organic matter in samples from the western continental shelf of Southern Africa: palynofacies assemblages and depositional environments of Late Cretaceous and younger sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 201, 67-88.
- 17- Oboh-Ikuenobe, F.E., 1996. Correlating palynofacies assemblages with sequence stratigraphy in upper Cretaceous (Campanian) sedimentary rocks of The Book Cliffs, east central Utah. *G.S.A., Bull.*, 108, 1275-1294.
- 18- Pocock, S.A.J., 1970. Palynology of the Jurassic sediments of Western Canada. Part 1 (continued). *Terrestrial species. Palaeontographica Abt. B*, 130, 73-136.
- 19- Quattrocchio, M, E, Mortinez, M, A, Pavisch, A, C, and Volkheimer, W., 2006. Ertay Cretaceous palynostratigraphy, palynofacies and paleoenvironments of well section in northeastern Tierra del Fuego, Argeention , *Cretaceous Research*: 1-9.
- 20- Roghi G, 2004. Palynological investigation in the Carnian of the Cavedel Predil area (Julian Alps, NE Italy) *Review of the Paleobotany and Palynology*, 132, 1-35.
- 21- Sajjadi, F.; Playford, G., 2002. Systematic and stratigraphic palynology of Late Jurassic-earliest Cretaceous strata of the Eromanga Basin, Queensland, Australia: Part two. *Palaeontographica Abteilung B*, 261, 99-165.
- 22- Svobodová, M., Švábenická, L., Skupien, P., & Hradecká, L., 2011. Biostratigraphy and paleoecology of the Lower Cretaceous sediments in the Outer Western Carpathians (Silesian Unit, Czech Republic). *Geologica Carpathica*, 62, 4, 309-332.
- 23- Tyson R. V., 1993. Palynofacies analysis. In: Jenkins D.G. (ed), *Applied Micropaleontology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 153-172.
- 24- Traverse A., 2007. *Paleopalynology*. Second Edition, Springer. 813 pp.
- 25- Vakhrameev, V.A., 1991. *Jurassic and Cretaceous Floras and climates of the Earth*. Cambridge University Press, Cambridge, 318 p.
- 26- Van der zwan, C. J. 1990. Palynostratigraphy and palynofacies reconstruction of the Upper Jurassic to lowermost Cretaceous of the Draugen Field, offshore mid Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 62, 157-186.
- 27- Waveren, I., Visscher, H., 1994. Analysis of the composition and selective preservation of organic matter in surfical deep-sea sediment from a high-productivity area (Bandasa, Indonesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 112, 85-111.
- 28- 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, 121-128.
- 29- Zonneveld, K., Versteegh, G., and Larnge, G., 1997. Preservation of organic walled dinoflagellate cysts in different oxygen regims: A 1000 year natural experiment. *Marine Micropaleontology*, Vol. 29, 393-405.