

Wyznaczanie dojrzałości termicznej materii organicznej na podstawie analiz mikroskopowych – wstępne wyniki badań

Anna Maciejewska¹, Marcin Barski¹, Marta Waliczek²



A. Maciejewska



M. Barski



M. Waliczek

Determination of thermal maturity of organic matter based on microscopic analyses – preliminary results. *Prz. Geol.*, 73: 409–415; doi: 10.7306/2025.44

A b s t r a c t. Fifteen core samples from four boreholes in southern Poland were analysed for maturation of organic matter. The analyses were conducted on Jurassic species of dinoflagellate cysts. These palynomorphs were examined under a microscope in white and ultraviolet light. Four to six photographs of cysts were then taken from each depth interval. Their colour and fluorescence were assigned to TAI (Thermal Alteration Index), and then transferred to vitrinite reflectance ($R_o\%$). In addition, digital RGB colour measurements were carried out to confirm and systematize the

$R_o\%$ values obtained. Vitrinite reflectance measurements on the polished surfaces of the rock samples were another method used in this study. This provided more accurate results on thermal maturity of organic matter. All three methods were later assessed and compared in terms of their accuracy and effectiveness. There was a clear trend of progressive changes in maturity with depth in each sample. Moreover, a positive correlation between the methods applied provides a perspective on the use of microscopic and RGB analyses.

Keywords: *dinoflagellate cysts, vitrinite, thermal maturity*

Stopień dojrzałości termicznej materii organicznej (*organic matter*, OM) jest jednym z kluczowych aspektów wykorzystywanych w geologii naftowej w celu określenia potencjału generacyjnego skał macierzystych (np. Taylor i in., 1998). Wskaźniki dojrzałości termicznej OM znajdują również zastosowanie m.in. w odtwarzaniu historii basenów sedymentacyjnych lub modelowaniu miąższości zerodowanego paleonadkładu (np. Łuszczak i in., 2020). Podstawowym wskaźnikiem dojrzałości termicznej OM jest refleksyjność wityrynit. Wityrynit jako macerał pochodzenia lądowego nie zawsze występuje w próbkach poddawanych analizie. W przypadku braku wityrynit w analizowanych skałach, jako wskaźnik dojrzałości termicznej OM mogą posłużyć inne składniki organiczne, np. stałe bituminy (Hackley, Cardott, 2016) lub sporomorfy (Tyson, 1995). Podczas analizy mikroskopowej w świetle przechodzącym białym i ultrafioletowym zaobserwowane kolory i fluorescencję sporomorf można przełożyć za pomocą skali barw na ekwiwalent refleksyjności wityrynit (Suárez-Ruiz i in., 2012; Hartkopf-Fröder i in., 2015).

W prezentowanym artykule w celu wyznaczenia dojrzałości termicznej materii organicznej rozproszonej w wybranych otworach Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpacciego zastosowano dwie mikroskopowe metody pomiarowe. Pierwszą z nich była ocena barwy materii organicznej przeprowadzona na okazach cyst dinoflagellata, wypreparowanych z fragmentów rdzeni wiertniczych i przeanalizowanych w świetle przechodzącym białym i ultrafioletowym (UV). W celu zminimalizowania subiektywizmu postrzegania kolorów, zastosowano rozdzielanie

wykonanych zdjęć na pasma RGB (*red, green, blue*). Następnie na tym samym materiale skalnym pomierzono refleksyjność wityrynit.

Celem niniejszej pracy było wyznaczenie dojrzałości termicznej OM analizowanych skał, porównanie dwóch metod mikroskopowych oceny dojrzałości termicznej OM oraz próba zastosowania rozdziału na barwy RGB obserwowanych kolorów sporomorf, aby usystematyzować odczytywanie danych.

OBSZAR BADAŃ I MATERIAŁ BADAWCZY

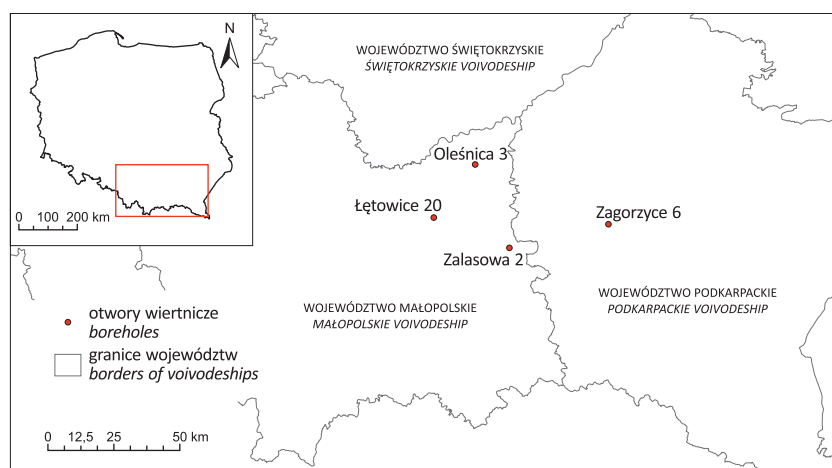
Fragmenty rdzeni do analiz pochodzą z czterech otworów wiertniczych (Oleśnica 3, Łętowice 20, Zagorzyce 6, Zalasowa 2) zlokalizowanych w południowej Polsce (ryc. 1).

Otwór Oleśnica 3 jest położony na północ od Tarnowa w województwie małopolskim na obszarze Kotliny Sandomierskiej (Kondracki, 2000; Mądry, 2002a, b). Nawiercone w nim utwory mezozoiku i neogenu należą odpowiednio do południowego skrzydła antyklinorium śródpolskiego oraz do zapadliska przedkarpacciego (Polakowski i in., 1997). Ze skał górnourajskich obecnych w profilu wiercenia wybrano pięć próbek (tab. 1).

Otwór Łętowice 20 jest zlokalizowany w gminie Borzęcin na terenie województwa małopolskiego (Urbaniec i in., 1998; Kondracki, 2000) w obrębie Kotliny Sandomierskiej. Utwory mezozoiku wchodzi w skład południowego skrzydła antyklinorium śródpolskiego, a kenozoiku – zapadliska przedkarpacciego (Radzki i in., 1992a, b). Z tego

¹ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; ak.maciejewska@student.uw.edu.pl; ORCID ID: A. Maciejewska – 0009-0002-9293-200X, M. Barski – 0000-0002-4102-3538

² AGH Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; waliczek@agh.edu.pl; ORCID ID: 0000-0002-5940-7986



Ryc. 1. Lokalizacja badanych otworów wiertniczych na terenie Polski

Fig. 1. Location of the boreholes studied in Poland

Tab. 1. Zestawienie próbek wykorzystywanych do badań
Table 1. List of samples used for research

Otwór Borehole	Głębokość próbki Depth [m]	Wiek próbki Age
Łętowice 20	1380,8	jura górna <i>Upper Jurassic</i>
	1623,0	jura górna <i>Upper Jurassic</i>
Zagorzyce 6	3436,9	oksford <i>Oxfordian</i>
	3577,4	oksford <i>Oxfordian</i>
	3682,5	oksford <i>Oxfordian</i>
	3985,0	jura środkowa <i>Middle Jurassic</i>
Zalasowa 2	3118,0	kimeryd–oksford <i>Kimmeridgian–Oxfordian</i>
	3339,0	kimeryd–oksford <i>Kimmeridgian–Oxfordian</i>
	3572,5	kimeryd–oksford <i>Kimmeridgian–Oxfordian</i>
	3672,0	kimeryd–oksford <i>Kimmeridgian–Oxfordian</i>

wiercenia pobrano dwie próbki wieku późnojurajskiego (tab. 1).

Otwór Zagorzyce 6 jest położony w gminie Sędziszów w województwie podkarpackim na obszarze Pogórza Środkowobeskidzkiego (Turek i in., 1997; Kondracki, 2000). Pod względem geologicznym znajduje się on w Karpatach zewnętrznych i przewierca płaszczowinę skolską (Turek i in., 1997; Birkenmajer-Szymakowska i in., 2012a, b). Cztery próbki do analiz pochodzą ze skał wieku środkowo- i późnojurajskiego należących do mezozoicznego podłoża nasunięcia (tab. 1).

Otwór Zalasowa 2 zlokalizowano na terenie gminy Ryglice w województwie małopolskim w obrębie Pogórza Środkowobeskidzkiego (Polakowski i in., 1993; Kondracki, 2000). Utwory podścielające w tym miejscu płaszczowinę śląską należą kolejno: mezozoik do segmentu miechowskiego synklinorium szczecińsko-miechowskiego oraz miocen autochtoniczny do zapadliska przedkarpackiego (Polakowski i in., 1993; Marciniak, Zinnal, 2016a, b, c, d). Z wiercenia Zalasowa 2 pobrano cztery próbki rdzenia (tab. 1).

Obszar źródłowy materiałów do badań był w przeszłości bardzo aktywny tektonicznie, wielokrotnie fałdowany i erodowany. Każde piętro strukturalne charakteryzuje się innym stylem tektonicznym i budową geologiczną, co odzwierciedlają znaczne różnice w profilach wierceń, położonych dość blisko siebie.

Podłoże omawianego obszaru stanowi blok małopolski. Powyżej, skały pokrywy paleozoicznej są silnie zaburzone, nie tworzą miejscami ciągłej pokrywy, a ich miąższość jest zmienna (Buła, 2008).

W mezozoiku ruchy kimeryjskie spowodowały nie tylko erozję skał górno triasowych, ale również prawie kompletny brak utworów jury dolnej na omawianym obszarze (Feldman-Olszewska, 1997). Począwszy od jury środkowej morze ponownie wkroczyło na teren dzisiejszego zapadliska przedkarpackiego, osiągając maksimum transgresji w jurze późnej (Obuchowicz, 1966). Stopniowe zmiany geometrii basenu, a także ekstensja i subsydencja wpłynęły na wysokie zróżnicowanie środowisk sedymentacji oraz wymusiły znaczne zmiany facjalne (Poprawa, Malata 2006; Świdrowska i in., 2008). Pod koniec jury oraz we wczesnej kredzie za sprawą ruchów orogenezy młodokimeryjskiej, dominowały warunki lądowe. Silna erozja przyczyniła się do rozwinięcia intensywnych procesów krasowych (Płonczyński, 2004a, b; Miziołek, Filar, 2019).

Zapis profilu kredy górnej sięga utworów mastrychtu dolnego (Mądry, 2002a, b). W środkowej–późnej kredzie wg różnych autorów: turon (cenoman?) – wczesny paleogen (Krzywiec i in., 2009, 2018), koniak/santon – wczesny paleogen (Dadlez, Marek, 1997), wczesny kampan (Łuszczak i in., 2020), późny mastrycht – wczesny paleogen (Kutek, Głazek, 1972; Świdrowska, Hakenberg 1999; Świdrowska i in., 2008), miał miejsce początek inwersji basenu polskiego (Świdrowska i in., 2008). Kolizje w orogenach alpejskim i karpackim oraz otwieranie się Atlantyku (Ziegler, 1982, 1990a, b; Dadlez i in., 1995; Mazur i in., 2005) doprowadziły do odmłodzenia uskoku normalnych jako odwróconych (Krzywiec, 2002) oraz rozwoju tektoniki przesuwowej (Konon i in., 2016). W wyniku inwersji powstało antyklinorium śródpolskie, którego późniejsza erozja odsłoniła skały nawet starszego paleozoiku, a materiał z denudacji zasilął basen fliszowy Karpat (Radzki i in., 1992a, b).

Skutkiem trwających w paleogenie ruchów alpejskich był początek wypiętrzania się Karpat, towarzyszące mu nasuwanie się płaszczowin Karpat zewnętrznych oraz stop-

niowe powstawanie zapadliska przedgórskiego (Radzki i in., 1992a, b; Krzywiec, 2006; Oszczytko, 2006). W miocenie miała miejsce depozycja utworów molasowych oraz ewaporatów w basenie na przedpolu wypiętrzających się Karpat (Oszczytko, 2006). Wraz z końcem tej epoki (po sarmacie) płaszczowiny karpackie osiągnęły swoje obecne położenie, a na ich przedpolu utwory ugięte pod ciężarem nasunięcia utworzyły współczesne zapadlisko przedkarpackie (Oszczytko, 2001). Od tego czasu omawiany obszar był poddawany zarówno erozji lodowcowej, jak i procesom denudacji (Mądry, 2002b).

METODYKA BADAŃ

Maceracja

W celu określenia dojrzałości materii organicznej za pomocą skali barwnej w świetle białym oraz UV konieczna była preparacja cyst dinoflagellata z fragmentów rdzeni wiertniczych. Macerację wykonano na podstawie wytycznych standardowej preparacji palinologicznej (Riding, 2021). Prace nad przygotowaniem preparatów były prowadzone w kilku etapach.

Początkowo materiał skalny rozkruszono na ok. 5–8 mm kawałki, przełożono do zamykanych pojemników i stopniowo zalano 30-procentowym roztworem kwasu chlorowodorowego. W dalszej kolejności próbki zostały zalane wrzącą wodą, co miało na celu rozcieńczenie kwasu oraz wykrycie obecności dolomitu. Gdy osad, pozostały po rozpuszczeniu, opadł na dno pojemników, dokonano dekantacji powstałych roztworów. Następnie celem usunięcia krze-

mionki zawartej w preparowanym osadzie, do pojemników dodano po 100 ml 70-procentowego kwasu fluorowodorowego.

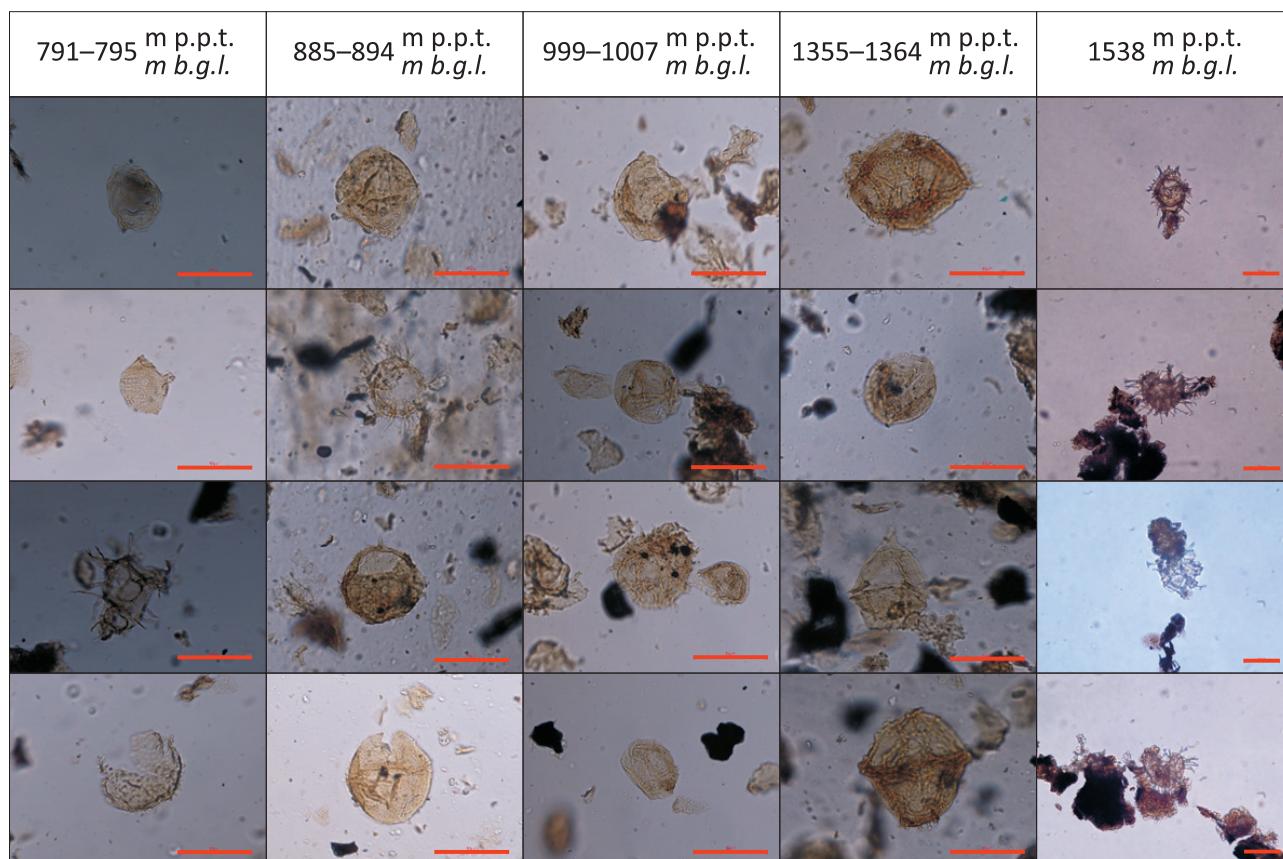
Ze względu na znaczną ilość nieorganicznego residuum zdecydowano o zastosowaniu gorącego kwasu chlorowodorowego oraz cieczy ciężkiej (chlorek cynku) i wiórki. Po wykonaniu tych czynności, osad ponownie przepłukano i wykonano nowe, lepszej jakości preparaty.

Próbka z otworu Zalasowa 2 z głębokości 3118 m okazała się pozbawiona wszelkiej materii organicznej przydatnej do analiz. Z tego powodu została ona odrzucona na tym etapie badań.

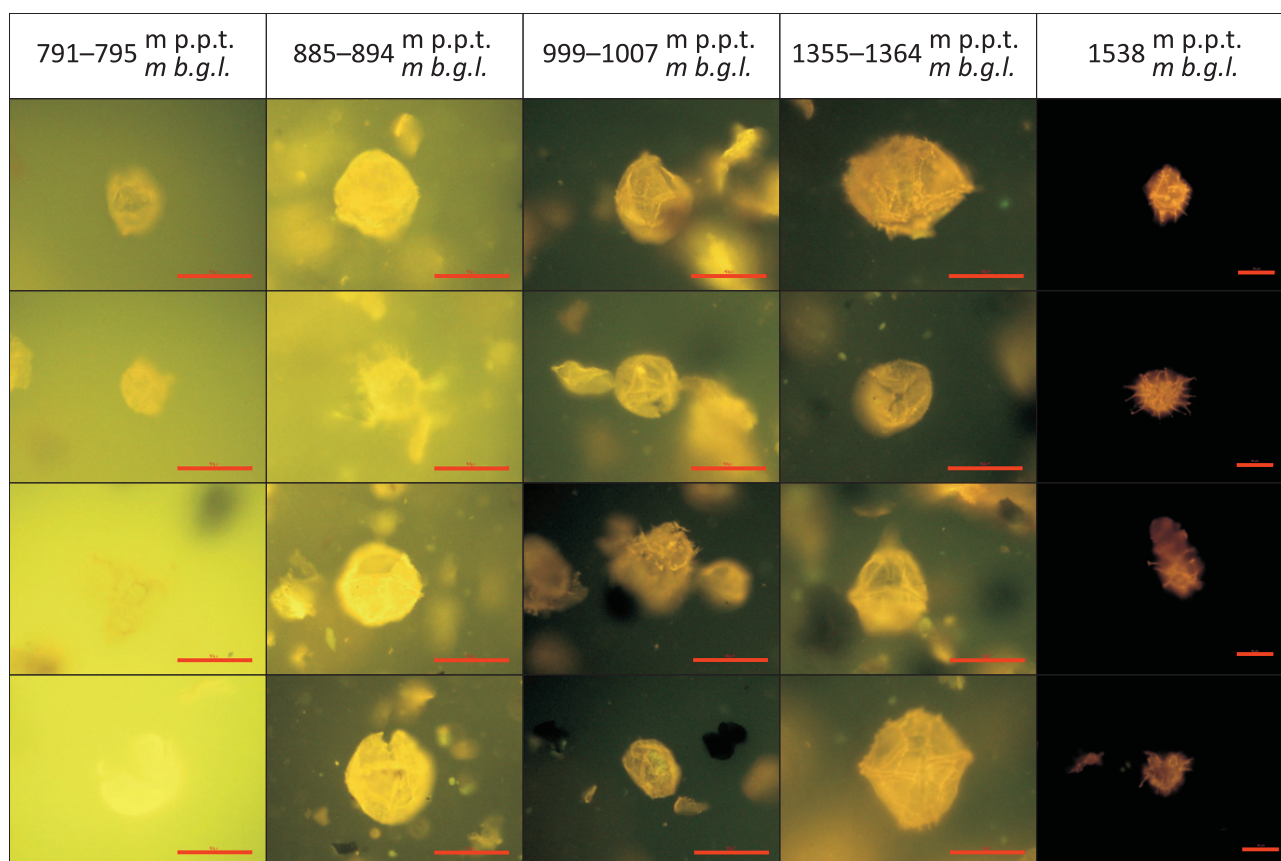
Analiza autofluorescencji cyst dinoflagellata

Analiza autofluorescencji cyst dinoflagellata została wykonana przy użyciu mikroskopu optycznego w świetle przechodzącym i ultrafioletowym. Wartości ekwiwalentu refleksyjności wityryny w preparatach określone na podstawie wskaźników zmiany barw materii organicznej. Badanie przeprowadzono przy użyciu 100 W wysokociśnieniowej lampy rtęciowej i filtra NIKON-B2A EX 450-490, DM 505, BA 520 ustawionego na nieutlenione residuum palinologiczne umieszczone w dejonizowanym roztworze wodnym.

W pierwszej kolejności w białym świetle przechodzącym znajdowano odpowiedni, dobrze zachowany okaz cysty dinoflagellata. Następnie robiono mu zdjęcie w 400-krotnym powiększeniu. Włączano lampę UV na 60% jej mocy i w takich warunkach wykonywano kolejną fotografię. Czynności te powtórzono dla czterech okazów



Ryc. 2. Zdjęcia cyst dinoflagellata z otworu Oleśnica 3, wykonane w świetle białym przechodzącym. Skala 50 μm
 Fig. 2. Photographs of dinoflagellate cysts from the Oleśnica 3 borehole, taken in transmitted light. Scale bar 50 μm



Ryc. 3. Zdjęcia cyst dinoflagellata z otworu Oleśnica 3, wykonane w świetle ultrafioletowym. Skala 50 μm
Fig. 3. Photographs of dinoflagellate cysts from the Oleśnica 3 borehole, taken in ultraviolet light. Scale bar 50 μm

z każdego preparatu z otworu Oleśnica 3 oraz dla sześciu okazów z każdego preparatu z pozostałych trzech wierceń (Łętowice 20, Zalasowa 2, Zagorzyce 6). Wykonane zdjęcia zestawiono ze sobą w sposób najbardziej podkreślający zmianę ich barwy, wraz z głębokością (ryc. 2, 3).

Ocena koloru mikroskamieniałości oraz przełożenie tych obserwacji na wartości refleksyjności witrynu jest metodą w pewnym stopniu subiektywną. Aby poprawić stopień jej wiarygodności podjęto próbę przeliczenia barw cyst dinoflagellata ze zdjęć w świetle przechodzącym i ultrafioletowym na pasma barw RGB. Tak przedstawione dane można łatwiej i czytelniej ze sobą porównać. Do odczytu kolorów w programie GIMP 2.10.38 wykorzystano tylko najlepiej zachowane i wyraźne okazy. Zgodnie z zaleceniami Tahoun'a i in. (2018) unikano pomiarów w miejscach łączeń płytek, na brzegach, na zgrubieniach i wrostkach oraz w punktach znacznie odbiegających barwą od reszty powierzchni mikroskamieniałości. Sprawdzono pasma RGB dla dziesięciu losowych pikseli z każdego przedziału głębokości, osobno w świetle białym i UV. Następnie policzono stosunek R/G oraz Total RGB, które jest sumą wszystkich pasm barwnych. Na podstawie wzoru zaprezentowanego przez Tahoun'a i in. (2018) $R_o = (100/R) + 0,1$ przeliczono wyniki R (pasmo red) otrzymane w świetle przechodzącym na wartość refleksyjności witrynu.

Pomiar refleksyjności witrynu

Drugą metodą zastosowaną do oceny stopnia dojrzałości materii organicznej był pomiar refleksyjności witrynu w wybranych próbkach. Pozostały materiał skalny

z rdzeni wiertniczych, który nie został wcześniej wykorzystany w maceracji, oszlifowano i wypolerowano zgodnie z wytycznymi ASTM (2015). Na tak przygotowanej powierzchni było możliwe oznaczenie zdolności odbicia światła przy użyciu mikroskopu AxioImager A2m firmy Carl Zeiss, wyposażonego w fotometr PMT IV. Urządzenie skalibrowano uprzednio przy pomocy wzorców o refleksyjności 0,588% (*sapphire*), 1,715% (*gadolinium-gallium-garnet*), 3,10% (*cubic zirconia*). Procedura pomiaru refleksyjności witrynu była zgodna z zaleceniami ASTM (2011).

WYNIKI BADAŃ

Zdjęcia cyst wykonane pod mikroskopem optycznym zostały ze sobą zestawione wg rosnącej głębokości próbki, a następnie skorelowane za pomocą dwóch skal – wykresu kolorów Pearsona (1984) oraz wykresu wskaźnika dojrzałości termicznej (*Thermal Alteration Index* – TAI). Umożliwiło to przełożenie obserwowanych barw mikroskamieniałości na odpowiadające im przedziały wartości refleksyjności witrynu (R_o). Barwy cyst uzyskane w świetle białym (ryc. 2) porównywano z wzorcem kolorów na schemacie TAI, dotyczącym dojrzałości termicznej pyłków oraz spor (Staplin, 1969 zmienione przez Pearson, 1984). Fotografie (ryc. 3) wykonane w świetle ultrafioletowym interpretowano na podstawie wykresu kolorów Pearsona (1984). Otrzymane wyniki zaprezentowano w tabeli 3 w kolumnach TAI [%] i UV [%] w przybliżeniu jako odpowiadające im wartości refleksyjności witrynu. Ze względu na fakt, że znaczna część rezultatów została podana jako

Tab. 2. Wyniki pomiarów barw RGB w próbkach w świetle białym przechodzącym oraz ultrafioletowym (UV)
Table 2. Results of RGB colour measurements in samples under transmitted white light and ultraviolet (UV) light

Otwór Borehole	Głębokość Depth [m]	Światło białe przechodzące Transmitted white light					R ₀ %	UV				
		R	G	B	R/G	Total RGB		R	G	B	R/G	Total RGB
Łętowice 20	1380,8	160,8	188,7	157,0	0,853	506,5	0,722	220,1	212,1	1,3	1,038	433,5
	1623,0	152,1	181,6	162,8	0,838	496,5	0,757	232,5	228,2	0,9	1,019	461,6
Zagorzyce 6	3436,9	155,4	185,9	166,6	0,836	507,9	0,744	237,5	230,7	1,3	1,029	469,5
	3577,4	152,0	179,8	160,8	0,846	492,6	0,758	228,3	223,3	1,6	1,023	453,2
	3682,5	148,0	177,1	157,9	0,838	483,0	0,776	221,1	213,0	0,7	1,038	434,8
	3985,0	124,1	132,5	101,2	0,937	357,8	0,906	178,9	140,4	1,0	1,275	320,3
Zalasowa 2	3339,0	161,5	183,5	163,6	0,883	508,6	0,719	245,0	239,8	1,0	1,022	485,8
	3572,5	155,5	179,0	141,5	0,869	476,0	0,743	228,1	216,2	1,3	1,056	445,6
	3672,0	123,1	144,4	126,7	0,853	394,2	0,912	191,6	187,4	1,0	1,023	380,0
Oleśnica 3	791–795	206,5	195,1	191,0	1,059	592,6	0,584	242,7	229,3	2,1	1,064	474,1
	885–894	204,8	185,4	168,3	1,106	558,5	0,588	235,9	206,4	0,6	1,144	442,9
	999–1007	196,1	186,3	179,8	1,053	562,2	0,610	193,3	153,7	1,6	1,266	348,6
	1355–1364	120,5	100,7	85,1	1,197	306,3	0,930	180,3	137,7	0,8	1,316	318,8
	1538,0	101,4	62,8	68,5	1,642	232,7	1,086	131,7	69,3	1,5	1,912	202,5

Pasma barwne: R – czerwone, G – zielone, B – niebieskie, R/G – iloraz wartości pasma czerwonego do zielonego; Total RGB – suma wartości wszystkich pasm R + G + B; $[(100/R) + 0,1] = R_0\%$ – refleksyjność wityritu przeliczona na podstawie wartości pasma R, wg Tahoun'a i in. (2018)
 Colour components: R – red, G – green, B – blue, R/G – ratio of the red to green light values; Total RGB – sum of all colour components (R + G + B); $[(100/R) + 0,1] = R_0\%$ – vitrinite reflectance values based on the red (R) colour acc. to Tahoun et al. (2018)

Tab. 3. Wstępne wyniki analiz mikroskopowych oraz badania refleksyjności wityritu

Table 3. Preliminary results of microscopic analyses and vitrinite reflectance measurements

Otwór Borehole	Głębokość Depth [m]	VR ₀ [%]	UV [%]	TAI [%]
Łętowice 20	1380,8	0,71	0,7–0,8	0,6–0,8
	1623,0	0,76	0,8–0,9	0,8–1,0
Zagorzyce 6	3436,9	0,66	0,7–0,8	0,45–0,6
	3577,4	0,74	0,8–0,9	0,6–0,8
	3682,5	0,79	0,8–0,9	0,8–1,0
	3985,0	0,60	1,0–1,1	1,2
Zalasowa 2	3118,0	–	–	–
	3339,0	0,64	0,6–0,7	0,45–0,6
	3572,5	0,72	0,8–0,9	0,8–0,1
	3672,0	–	0,9–1,0	1,0–1,2
Oleśnica 3	791–795	–	0,4	<<0,45
	885–894	–	0,5	<0,45
	999–1007	–	0,8	0,6–0,8
	1355–1364	–	1,0	0,8–1,0
	1538	–	1,0–1,2	1,0–1,2

VR₀ – refleksyjność wityritu; UV – ekwiwalent refleksyjności wityritu przeliczony ze zdjęć w świetle UV; TAI – ekwiwalent refleksyjności wityritu przeliczony ze zdjęć w świetle białym przechodzącym

VR₀ – vitrinite reflectance; UV – equivalent of vitrinite reflectance calculated from UV light images; TAI – equivalent of vitrinite reflectance calculated from transmitted light images

przedziały wartości, ich zakresy nachodzą na siebie w większości przypadków. Trudno stwierdzić, czy któraś z tych dwóch metod zdecydowanie zaniża lub zawyża wyniki,

jednakże trend wzrostu dojrzałości materii organicznej wraz z głębokością jest zachowany w każdym otworze.

Wyniki pomiarów średniej refleksyjności wityritu przedstawiono w kolumnie VR₀ [%] w tabeli 3. Wartości VR₀ zawierają się w przedziale od 0, 64 do 0,79%. Poza jednym wyjątkiem są one również tożsame lub bardzo zbliżone do wyników analiz mikroskopowych barw cyst dinoflagellata. Jedynie próbka z głęb. 3985 m p.p.t z otworu Zagorzyce 6 przelamuje schemat wzrostu zdolności do odbijania światła wraz z głębokością, osiągając wartość zaledwie 0,6%. Jest to wynik znacznie niższy niż pozostałe pomiary z próbek pobranych z mniejszej głębokości wiercenia Zagorzyce 6. W trakcie obserwacji wyżej wspomnianego preparatu w świetle UV odnotowano obecność kilku cyst dinoflagellata o bardzo jasnej fluorescencji, niepasującej do ogólnej kolorystyki materii organicznej. Ich pochodzenie nie jest na razie jasne, ale prawdopodobnie to one odpowiadają za zafałszowanie wyniku badania. Zaplanowano dodatkowe pomiary, mające na celu wyjaśnienie tej nieścisłości.

Otrzymane wartości z analizy barw RGB zostały zestawione w tabeli 2. Przeprowadzona analiza wykazała prawidłowy trend spadku wartości R oraz G wraz ze wzrostem dojrzałości materii organicznej (jedynym wyjątkiem jest pasmo G w otworze Łętowice 20). Ponadto refleksyjność wityritu obliczona na podstawie koloru czerwonego przy użyciu wzoru Tahoun'a i in. (2018) $R_0 = (100/R) + 0,1$ [%] jest zbliżona do pomierzonych

refleksyjności wityryny oraz odpowiedników otrzymanych na podstawie skali TAI i UV (tab. 2, 3).

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Wykorzystane w pracy mikroskopowe metody wyznaczania dojrzałości termicznej materii organicznej oraz określone na podstawie pasma czerwonego R przeliczone wartości refleksyjności wityryny wskazują na występowanie w analizowanych próbkach materii organicznej dojrzałej do generowania węglowodorów.

Oszacowane na podstawie analiz TAI, UV oraz pasma czerwonego R wartości refleksyjności wityryny są bardzo zbliżone do tych pomierzonych na fragmentach wityryny.

Przedstawione w pracy wyniki badań dostarczają cennych informacji na temat możliwości wykorzystania alternatywnych wskaźników dojrzałości materii organicznej w przypadku braku w analizowanych skałach fragmentów wityryny.

Dodatkowo przedstawiona analiza rozkładu pasm RGB przetestowana na większej liczbie próbek, może okazać się perspektywiczna w ocenie dojrzałości termicznie materii organicznej rozproszonej w skałach osadowych.

Autorzy składają podziękowania recenzentom – Pani prof. Katarzynie Jarmołowicz-Szulc oraz Panu dr. Grzegorzowi Leśniakowi – za cenne wskazówki i konstruktywne uwagi. Prezentowane w pracy wyniki badań uzyskano w ramach realizacji prac badawczych Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH (nr 16.16.140.315) oraz w ramach programu *Inicjatywa Doskonałości – Uczelnia Badawcza* AGH nr 501.696.7996/8631.

LITERATURA

- AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS (ASTM) D7708-11, 2011 – Standard Test Method for Microscopical Determination of the Re-reflectance of Vitrinite Dispersed in Sedimentary Rocks ASTM International, West Conshohocken, PA; <https://doi.org/10.1520/D7708-11>
- AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS (ASTM), 2015. ASTM D2797/D2797M-11a: Standard Practice for Preparing Coal Samples for Microscopical Analysis by Reflected Light. ASTM International, West Conshohocken, Pennsylvania; https://doi.org/10.1520/D2797_D2797M-11A
- BIRKENMAJER-SZYMAKOWSKA F., JASIONOWICZ J., WÓJCIK A. 2012a – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Frysztak (1003). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- BIRKENMAJER-SZYMAKOWSKA F., JASIONOWICZ J., WÓJCIK A. 2012b – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Frysztak (1003). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- BUŁA Z. 2008 – Atlas geologiczno-strukturalny strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego w skali 1 : 300 000, tekst objaśniający. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- DADLEZ R., MAREK S. 1997 – Tektonika kompleksu permsko mezozoicznego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 410–415.
- DADLEZ R., NARKIEWICZ M., STEPHENSON R.A., VISSER M.T.M., VAN WEES J.D. 1995 – Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. *Tectonophysics*, 252 (1–4): 179–195.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A. 1997 – Depositional architecture of the Polish epicontinental Middle Jurassic basin. *Geological Quarterly*, 41 (4): 491–508.
- HACKLEY P.C., CARDOTT B.J. 2016 – Application of organic petrography in North American shale petroleum systems: a review. *International Journal of Coal Geology*, 163: 8–51 <https://doi.org/10.1016/j.coal.2016.06.010>
- HARTKOPF-FRÖDER C., KÖNIGSHOF P., LITTKER R., SCHWARZBAUER J. 2015 – Optical thermal maturity parameters and organic geochemical alteration at low grade diagenesis to anchimetamorphism: A review. *International Journal of Coal Geology*, 150: 74–119.
- KONDRACKI J. 2000 – Geografia regionalna Polski. Wydawnictwo Naukowe PWN.
- KONON A., OSTROWSKI S., RYBAK-OSTROWSKA B., LUDWINIAK M., ŚMIGIELSKI M., WYGLĄDAŁA M., URODA J., KOWALCZYK S., MIESZKOWSKI R., KŁOPOTOWSKA A. 2016 – Mnin restraining stepover – evidence of significant Cretaceous-Cenozoic dextral strike-slip faulting along the Teisseyre-Tornquist Zone? *Acta Geologica Polonica*, 66: 435–455.
- KRZYWIEC P. 2002 – Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. EGU Stephan Mueller Special Publication Series, 1: 151–165.
- KRZYWIEC P. 2006 – Geodynamiczne i tektoniczne uwarunkowania ewolucji basenów przedgórskich, z odniesieniami do zapadliska przedkarpackiego. *Przegląd Geologiczny*, 54 (5): 404–412.
- KRZYWIEC P., GUTOWSKI J., WALASZCZYK I., WRÓBEL G., WYBRANIEC S. 2009 – Tectonostratigraphic model of the Late Cretaceous inversion along the Nowe Miasto-Zawichost fault zone, SE Mid-Polish Trough. *Geological Quarterly*, 53: 27–48.
- KRZYWIEC P., STACHOWSKA A., STYPA A. 2018 – The only way is up-on Mesozoic uplifts and basin inversion events in SE Poland. *Geological Society, London, Special Publications*, 469, SP469-14.
- KUTEK J., GŁĄZEK J. 1972 – The Holy Cross area, central Poland, in the Alpine cycle. *Acta Geologica Polonica*, 22: 603–651.
- ŁUSZCZAK K., WYGLĄDAŁA M., ŚMIGIELSKI M., WALICZEK M., MATYJA B.A., KONON A., LUDWINIAK M. 2020 – How to deal with missing overburden – Investigating exhumation of the fragment of the Mid-Polish Anticlinorium by a multi-proxy approach. *Marine and Petroleum Geology*, 114, 104229.
- MARCINIEC P., ZIMNAL Z. 2016a – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Pilzno (1002). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- MARCINIEC P., ZIMNAL Z. 2016b – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Tuchów (1001). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- MARCINIEC P., ZIMNAL Z. 2016c – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Pilzno (1002). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- MARCINIEC P., ZIMNAL Z. 2016d – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Tuchów (1001). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- MAZUR S., SCHECK-WENDEROTH M., KRZYWIEC P. 2005 – Different modes of the Late Cretaceous–Early Tertiary inversion in the north German and Polish basins. *International Journal of Earth Sciences* 94 (5–6): 782–798.
- MĄDRY S. 2002b – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Dąbrowa Tarnowska (950). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- MĄDRY S. 2002a – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Dąbrowa Tarnowska (950). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- MIZIOŁEK M., FILAR B. 2019 – Paleokras w utworach górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego i jego znaczenie złożowe. *Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy, Nafta-Gaz*, 6: 330–343.
- OBUCHOWICZ Z. 1966 – Próba ustalenia budowy zapadliska przedkarpackiego w granicach Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 10 (4).
- OSZCZYPKO N. 2001 – Rozwój zapadliska przedkarpackiego w miocenie. *Przegląd Geologiczny*, 49 (8): 717–723.
- OSZCZYPKO N. 2006 – Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 50 (1): 169–194.
- PEARSON D.L. 1984 – Pollen/Spore colour 'standard'. Phillips Petroleum Company Exploration Projects Section (reproduced in Traverse A., 1988. *Paleopalynology*, Plate 1. Unwin Hyman, Boston).
- PŁONCZYŃSKI J. 2004a – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Szczucin (951). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- PŁONCZYŃSKI J. 2004b – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Szczucin (951). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- POLAKOWSKI T., BARAN U., JAWOR E. 1993 – Dokumentacja wyników odwiertów poszukiwawczych Zalasowa-1 i Zalasowa-2. PGNiG, Zakład Poszukiwania Nafty i Gazu w Krakowie.
- POLAKOWSKI T., BARAN U., JAWOR E. 1997 – Dokumentacja wyników otworu poszukiwawczego Oleśnica 3. PGNiG S.A. Oddział Biuro Geologiczne – GEONAFTA, Kraków.
- POPRAWA P., MALATA M. 2006 – Model późnojurajsko-wczesnomiocenijskiej ewolucji tektonicznej zachodnich Karpat zewnętrznych. *Przegląd Geologiczny*, 54 (12): 1066–1080.

- RADZKI P., ŁOPUSIŃSKI L., WIDZ D. 1992a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Borzęcin (976). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- RADZKI P., ŁOPUSIŃSKI L., WIDZ D. 1992b – Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Borzęcin (976). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- RIDING J.B. 2021 – A guide to preparation protocols in palynology. *Palynology*, 45 (sup. 1): 1–110; <https://doi.org/10.1080/01916122.2021.1878305>
- SUÁREZ-RUIZ I., FLORES D., MENDONÇA FILHO J.G., HACKETT P.C. 2012 – Review and update of the applications of organic petrology: Part 1, geological applications. *International Journal of Coal Geology*, 99: 54–112.
- STAPLIN F.L. 1969 – Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil and gas occurrence. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 17 (1): 47–66.
- ŚWIDROWSKA J., HAKENBERG M. 1999 – Subsycjencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąszości i litofacji osadów górnokredowych. *Przegląd Geologiczny*, 47 (1): 61–68.
- ŚWIDROWSKA J., HAKENBERG M., POLUHTOVIĆ B., SEGHEDEI A., VIŠŃÁKOV I. 2008 – Evolution of the mesozoic basins on the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania) (Part 1- Text). *Studia Geologica Polonica*, 130: 3–130.
- TAHOUN S.S., DEAF A.S., GENTZIS T., CARVAJAL-ORTIZ H. 2018 – Modified RGB-based kerogen maturation index (KMI): correlation and calibration with classical thermal maturity indices. *International Journal of Coal Geology*, 190: 70–83.
- TAYLOR G.H., TEICHMÜLLER M., DAVIS A., DIESSEL C.F.K., LITTKER R., ROBERT P. 1998 – Organic Petrology. Gerbrüder Bornträger, Berlin, Germany, 704.
- TYSON R.V. 1995 – Sedimentary Organic Matter Organic Facies and Palynofacies. Chapman & Hall, London.
- TUREK C., BORYS Z., PLEZIA B. 1997 – Dokumentacja wynikowa odwiertu poszukiwawczego Zagorzyce-6. PGNiG S.A. w Warszawie, Ośrodek Regionalny BG Geonafra w Jaśle.
- URBANIEC A., BARAN U., JAWOR E. 1998 – Dokumentacja wynikowa otworu poszukiwawczego Łętowice-20. PGNiG S.A., Oddział Biuro Geologiczne GEONAFRA – Warszawa, Ośrodek Regionalny GEONAFRA – Kraków.
- ZIEGLER P.A. 1982 – Geological Atlas of Western and Central Europe. Elsevier, Amsterdam.
- ZIEGLER P.A. 1990a – Collision related intra-plate compression deformations in Western and Central Europe. *Journal of Geodynamics*, 11 (4): 357–388.
- ZIEGLER P.A. 1990b – Geological Atlas of Western and Central Europe. In: Shell Internationale Petroleum Mij, second ed. BV and Geological Society of London.

Praca wpłynęła do redakcji 20.02.2025 r.

Akceptowano do druku 5.03.2025 r.