

BUDOWA PETROGRAFICZNA LĄDOWEJ MATERII ORGANICZNEJ WE FLISZU KARPAT ZACHODNICH W POLSCE

Petrographic structure of terrestrial organic matter in Poland's Western Flysch Carpathians

Magdalena ZIELIŃSKA

*Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,
Katedra Geologii Złożowej i Górniczej; al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;
e-mail: madi23@poczta.onet.pl*

Treść: Przedmiotem niniejszego opracowania jest budowa petrograficzna uwęglonej lądowej materii organicznej w skałach fliszu Karpat Zachodnich. W trakcie analizy petrograficznej materię organiczną podzielono na odmiany, mając na uwadze rozmiar szczątków organicznych. Materia organiczna reprezentowana jest przez DOM (*Dispersed Organic Matter*) i uwęglony detrytus roślinny. Ustalono, że zarówno DOM, jak i detrytus nie występują w skałach grubookruchowych, takich jak piaskowce gruboziarniste i zlepieńce. We wszystkich próbkach zawierających materiał węglowy dominuje grupa wityrytu, stanowiąca od 70% do 100% materii organicznej, przy udziale grupy inertynytu w zakresie od 0 do 30%. W trakcie badań próbek w świetle ultrafioletowym w żadnej nie stwierdzono maceiałów grupy liptynitu. Największy udział w próbce całkowitego węgla organicznego TOC (ang. *Total Organic Carbon*) od 1.09% do 8.2%, wykazały warstwy krośnieńskie, grybowskie, formacja szczawnicka, beloweska i wierzowska. Wartości średniej refleksyjności wityrytu w poszczególnych jednostkach są do siebie zbliżone, choć w obrębie jednostek są silnie zróżnicowane i wyniosły odpowiednio: 0.39–0.62% w jednostce śląskiej, 0.38–0.71% w jednostce magurskiej i 0.42–0.67% w jednostce grybowskiej. Najwyższe wartości odnotowano w oknie tektonicznym Mszany Dolnej (0.67%) oraz w południowych partiach jednostki magurskiej (0.65–0.71%).

Słowa kluczowe: Zachodnie Karpaty Zewnętrzne, rozproszona materia organiczna, uwęglony detrytus roślinny, zawartość TOC, Rock Eval, średnia refleksyjność wityrytu

Abstract: The objective of this study was a petrographic analysis of terrestrial organic matter in the Western Flysch Carpathians. During the petrographic analysis, organic matter was divided with respect to the size of organic remains into two types. Organic matter is represented by the acronym DOM (*Dispersed Organic Matter*) and coalified detritus. It was found that both DOM and detritus do not occur in coarse grained rocks, such as coarse sandstones and conglomerates. Vitrinite is the dominant component in all samples, it constitutes 70% to 100% of the organic matter content, whereas the inertinite group makes up the remaining 0% to 30%. No exinite group macerals were detected during fluorescence microscope analysis. Krosno beds, Grybów beds, Szczawnicka, Beloveza and Verovice formation revealed the greatest contribution of TOC (*Total Organic Carbon*) in the sample, which was from 1.09% to 8.2%. The random mean vitrinite reflectance values in the individual units are similar and vary from 0.39 to 0.62% in the Silesian unit, 0.38% to 0.71% in the Magura unit and 0.42% to 0.67% in the Grybów unit. The highest values were observed in the Mszana tectonic window (0.67%) and in the southern parts of the Magura unit (0.65–0.71%).

Key words: Western Outer Carpathians, dispersed organic matter, coalified plant detritus, TOC content, Rock Eval analysis, random mean vitrinite reflectance

WPROWADZENIE

W niniejszym opracowaniu podjęto próbę petrograficznej charakterystyki lądowej materii organicznej występującej w skałach fliszowych Karpat Zachodnich w Polsce. Karpaty Zewnętrzne, znane również jako Karpaty fliszowe, stanowią część orogenu systemu alpejskiego, zbudowanego z mezozoicznych i trzeciorzędowych kompleksów skalnych, które w okresie od późnego eocenu do środkowego miocenu zostały tektonicznie zdeformowane, odkorzenione od swego podłoża i nasunięte na przedpole na odległość kilkudziesięciu kilometrów w kierunku północnym (m.in. Dżułyński & Ślaczka 1958, Książkiewicz 1972, Birkenmajer 1986, Oszczytko 1992, Ślaczka 1996).

Lądowa materia organiczna w próbkach reprezentowana jest przez rozproszoną materię organiczną (DOM – *Dispersed Organic Matter*), uwęglony detrytus roślinny i większe fragmenty roślin wyższych oraz materiał egzotykowy. Rozproszona materia organiczna reprezentuje szczątki organiczne o średnicy nieprzekraczającej 0.1 mm (Kwiecińska 2005). Na uwęglony detrytus roślinny składają się dostrzegalne makroskopowo luźne fragmenty roślin o długości od 0.1 m do 10 mm. Ze względu na sposób spetryfikowania materiału roślinnego dzieli się go na odmiany morfologiczne, takie jak kopalny detrytus drzewny i zielny, lub ze względu na wielkość uwęglonych fragmentów na detrytus drobny (0.1–0.5 mm) oraz grubszy (0.5–10 mm) (Tobolski 2000). W literaturze o tematyce karpackiej stosowano także określenia typu „zwęglony” czy też „uwęglony” detrytus roślinny (m.in. Watyha 1963, Kotlarczyk 1979, Leśniak & Słomka 2000, Syrek 2009a, b) lub bardziej pospolicie – „siecza roślinna” (Unrug 1979). Uwęglone fragmenty osiągające wielkość powyżej 1 cm klasyfikuje się już jako składniki litotypów węgla lub innych skał (Kwiecińska & Wagner 1997). Odrębną formą materii organicznej występującą w skałach karpackich są egzotyki węgla karbońskiego, najczęściej występujące w postaci większych okruchów lub pyłu węglowego. Nie były one jednak analizowane w niniejszej pracy, ponieważ stanowią materiał redeponowany o odmiennej genezie.

Wystąpienia uwęglonych szczątków roślinnych oraz autogenicznych skupień węgla były już opisywane w literaturze o tematyce karpackiej. W latach 30. ubiegłego wieku Horowitz & Doktorowicz (1932) opisali węgiel autochtoniczny w formie soczewek o teksturze drobnodetrytecznej w utworach pienińskiego pasa skałkowego w Szczawnicy. Podobne formy w piaskowcach otryckich opisali Lipiarski & Peszat (1984). Stwierdzili oni występowanie soczewek węgla o cechach węgla kamiennego, reprezentowanego głównie przez wityryny oraz detrytus roślinny, występujący w otoczeniu badanych soczew wityryny. Analogiczne formy nagromadzenia węgla w rejonie fliszu karpackiego i podhalańskiego opisał Wagner (1980, 1992, 1996). Na podstawie zmienności w zawartości humusowego materiału organicznego wyróżnił on piaskowce węgliste, łupki węglowe oraz węgiel brunatny, który ukształtowany został w postaci soczewek i uwęgliń zmineralizowanych pni drzew. Autor dowodzi lądowego pochodzenia materii organicznej i wiąże zmienny stopień przeobrażenia z rolą dynamicznego ciśnienia i przyporządkowuje również formy występowania materiału węglowego do określonych sekwencji prądów zawieszinowych. Praca Kotlarczyka (1979) opisuje różne formy nagromadzenia węgla w Karpatach i charakteryzuje mechanizmy transportu i sedymentacji oraz genezy materiału węglowego. Autor przyznaje, że węgiel

występujący w formie warstewek wityny o niewielkich rozmiarach i nieznacznej grubości jest równowiekowy osadom, w których występuje, oraz został przytransportowany z lądu bądź strefy płytkowodnej części basenu. Warstewki węgla błyszczącego w warstwach zakopiańskich fliszu podhalańskiego opisali między innymi Gołąb (1959), Bąkowski (1967) i Frankiewicz (1974). Zaobserwowali oni, że warstewki węgla występujące w skałach piaszczystych mają nieregularne kształty i towarzyszą im odciski owocostanów oraz liści palm. Z kolei praca Gucwy & Wiesera (1980) próbuje wyjaśnić na podstawie analizy pierwiastków śladowych w osadach fliszowych charakter wyjściowy materii organicznej oraz odtworzyć warunki środowiskowe panujące w basenie sedymentacyjnym na etapie diagenety i katagenety. Autorzy stwierdzają, że materiałem wyjściowym dla materii organicznej była głównie roślinność lądowa, podrzędnie morska, a procentowy udział materii organicznej we fliszu karpackim uzależniony był od warunków klimatycznych panujących na obszarze alimentacyjnym i strefy tworzenia się danego typu osadu w basenie sedymentacyjnym.

Oprócz wyżej wymienionych form nagromadzenia uwęglonej materii organicznej, zaliczanych do utworów równowiekowych z fliszem, odnotowywano egzotyki węgla karbońskiego w postaci okruczków we frakcjach rozmaitej wielkości. Najczęściej znajdowane są one w brekcjach osadowych lub łupkach marglistych w brzeżnych strefach basenu karpackiego. Egzotyki występują w różnych piętrach kredy i trzeciorzędu. Znajdowano także spory karbońskie wymieszane z detrytusem roślinnym (Kotlarczyk 1979).

Dotychczasowe publikacje opisujące formy nagromadzenia uwęglonych szczątków organicznych skupiały się głównie na charakterystyce makroskopowej i nie rozwiązywały w pełni problemu warunków powstawania różnych form nagromadzeń węgla, a także warunków decydujących o stopniu ich uwęglenia. Poza tym prezentowane prace dotyczyły określonego fragmentu obszaru Karpat. Mimo że procesy gromadzenia i uwęglenia materii organicznej nie wytworzyły pokładów węgla w Karpatach w Polsce, to cały proces uwęglania materii organicznej wydaje się istotny i warty poznania w aspekcie procesów sedymentacyjnych i tektonicznych zachodzących na obszarze Karpat.

METODYKA BADAŃ

Do przeprowadzenia charakterystyki petrograficznej materii organicznej wybrano takie metody, które pozwoliły poznać jej genezę, budowę petrograficzną oraz stopień uwęglenia. W badaniach posłużono się 25 próbkami pochodzącymi z naturalnych odsłonień geologicznych i kamieniołomów z 20 miejsc zlokalizowanych na obszarze zachodniej części Karpat fliszowych, tj. w obrębie jednostek magurskiej, śląskiej i grupie jednostek przedmagurskich (Fig. 1). Każda z jednostek stanowi odrębną jednostkę tektoniczną, zbudowaną głównie z utworów turbidytowych (Książkiewicz 1972, Tokarski 1980, Oszczypko & Ślęcka 1991, Nemčok *et al.* 2001). Wybrane próbki stanowią fragment większej całości próbek pobranych w celu badania zawartości substancji organicznej, a wyróżniają się wysokim udziałem uwęglonej materii organicznej, co widoczne jest w postaci warstewkowych nagromadzeń detrytusu i uwęglonych fragmentów roślinnych. Stąd ich nierówne rozmieszczenie na mapie.

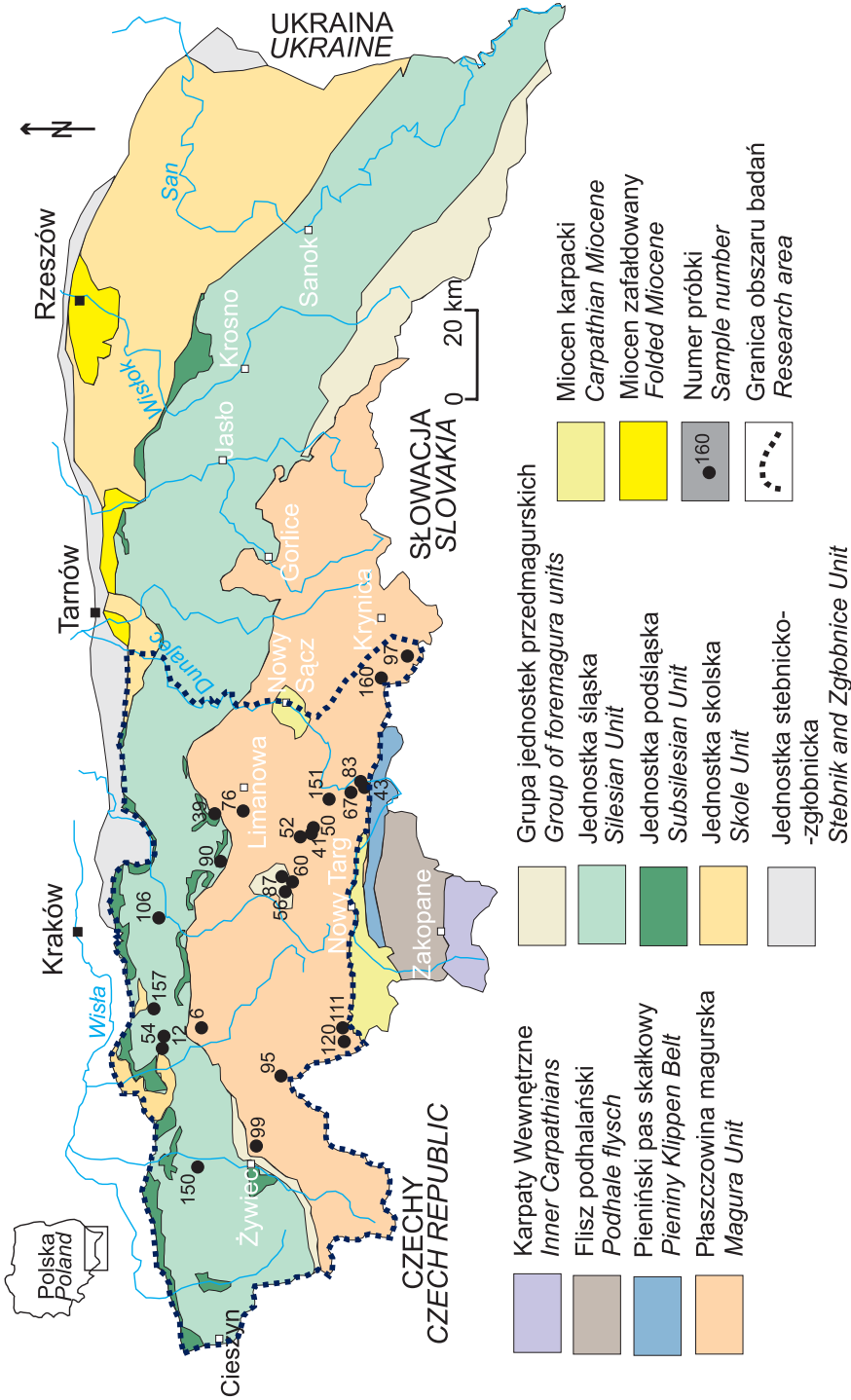


Fig. 1. Lokalizacja pobranych próbek na tle budowy geologicznej Karpat (według Cieszkowskiego *et al.* 2009, zmodyfikowane)

Fig. 1. Samples location map (according to Cieszkowski *et al.* 2009, modified)

W trakcie profilowań odsłonięć geologicznych oceniano cechy strukturalne i teksturalne próbek, w tym głównie szczątków organicznych oraz położenie w obrębie sekwencji fliszowych. Zbadano skład macerałowy materii organicznej w świetle odbitym zwykłym i w świetle odbitym fluorescencyjnym. Wykonano pomiary średniej refleksyjności witrynit, dzięki którym oznaczono stopień uwęglenia materii organicznej. Pomiary średniej refleksyjności witrynit wykonano na zgładach polerowanych, w świetle monochromatycznym ($n = 560$ nm) przy użyciu reflektometru typu Opton-Zeiss Axioplan MPM 400. Do badań użyto wzorca uranylowego 0.904%. Oznaczono także zawartości całkowitego węgla organicznego TOC (*Total Organic Carbon*) i siarki całkowitej TS (*Total Sulphur*), które wykonano za pomocą analizatora ELTRA CS-530 Carbon/Sulfur Determinator. W celu poznania typu genetycznego materii organicznej, jedenaście próbek poddano analizie pirolitycznej metodą Rock Eval. Trzy próbki poddano analizie palinologicznej (sporowo-pyłkowej) w celu określenia rodzaju materiału organicznego oraz wykluczenia obecności egzotyków karbońskich w badanym materiale.

WYKSZTAŁCENIE PETROGRAFICZNE LĄDOWEJ MATERII ORGANICZNEJ W OSADACH FLISZOWYCH

Mając na uwadze rozmiar szczątków materię organiczną podzielono na dwie odmiany:

- rozproszoną materię organiczną (DOM),
- uwęglony detrytus roślinny.

Ustalono, że zarówno rozproszona materia organiczna, jak i uwęglony detrytus są liczne w utworach wykazujących laminację poziomą i przekątną oraz w stropowej części osadów o uziarnieniu frakcjonalnym, natomiast nie występują w skałach grubokruchowych, takich jak piaszkowce gruboziarniste i zlepieńce. Uwęglony detrytus roślinny makroskopowo charakteryzuje się barwą od ciemnobrunatnej do czarnej i stanowi składnik lamin piaszczysto-ilastych w utworach mułowcowo-ilastych, mułowcowych, rzadziej piaszkowcowych (Fig. 2A). Ciemny odcień barwy detrytusu powoduje, że jest on łatwo dostrzegalny wśród jaśniejszego tła skał, w których występuje. Podkreśla on także struktury sedymentacyjne w osadach fliszowych, takie jak warstwowanie poziome czy przekątne, tworząc często cienkie laminy o grubości do 5–6 mm. Wielkość uwęglonych szczątków w laminach nie przekracza 2–5 milimetrów, ale spotyka się też większe fragmenty, osiągające rozmiary do kilku centymetrów. Wówczas można wśród nich rozpoznać uwęglone części liści, korzeni i łodyg roślin wyższych, występujące na powierzchniach warstwowania poszczególnych ławic, które są także powierzchniami łupliwości (Fig. 2B). W miejscach zwiększonego nagromadzenia detrytusu węglowego, rozpoznać można nieduże, 1–2 mm soczewki witrynu, który wyróżnia się czarną barwą, szklistym połyskiem i kostkową podzielnością. Bardzo często składnikiem towarzyszącym uwęglonym szczątkom roślinnym jest łatwo zauważalny muskowitz, występujący w formie srebrnobiałych blaszek o intensywnym metalicznym połysku.

W uwęglonym detrytusie i materiale o większej frakcji dominującą grupą mikroskładników petrograficznych są macerały grupy witrynit, takie jak kolotelinit i telinit, podrzędnie macerały grupy inertynitu (Fig. 3 na wklejce). Nie obserwowano macerałów grupy liptynitu.

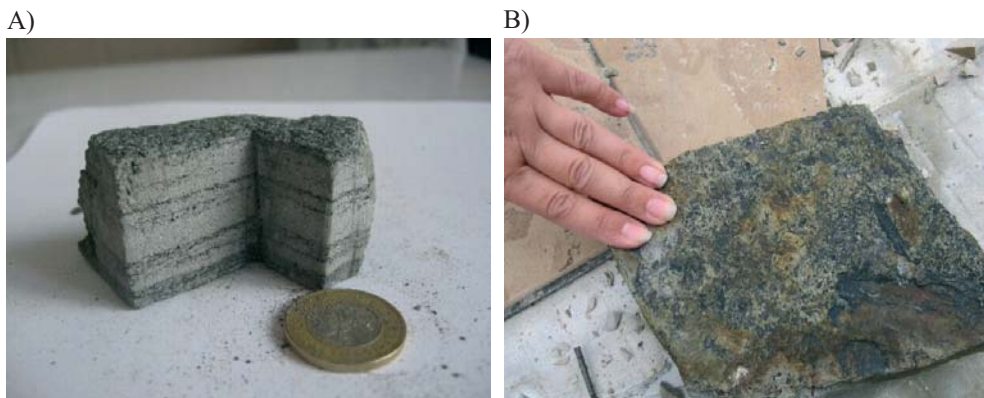


Fig. 2. Uwęglony detrytus roślinny w laminach piaskowca warstw istebniańskich (Rożnów) (A) i na powierzchni uławicenia w mułowcu formacji beloweskiej (Złockie) (B)

Fig. 2. Coalified plant detritus in the Istebna beds as laminae (A) and on the bedding surface in the Beloveza Formation (B)

Oznaczone macerały grupy wityrytu tworzą ziarna w kształcie wrzecionowatym, często o nieregularnych krawędziach, ostro kontrastujących od mineralnego tła. Średnia wielkość cząstek wityrytu wynosi od 0.01 do 0.1 mm. Większe ziarna wityrytu zbudowane są głównie z kolotelinitu o wielkości do 0.5 mm. Przyjmują one często kształt rozciągniętych, spłaszczonych pasemek o postrzępionych brzegach. Cechą charakterystyczną kolotelinitu są pionowe, endogeniczne spękania. Częstym towarzyszącym składnikiem kolotelinitu jest piryt framboidalny, tworzący charakterystyczne kuliste agregaty o wielkości do 0.02 mm.

Framboidy piritowe tkwią w ziarnach kolotelinitu lub są wciśnięte w przestrzenie pomiędzy jego ziarnami.

Drugą odmianą wityrytu jest telinit, wykazujący ciemniejszą barwę od kolotelinitu. Ma zachowaną strukturę komórkową, a częściowo pozaciskane ścianki komórkowe tworzą cieniutkie (~1–2 μm) faliste smużki wypełnione żelinitem.

Grupa macerałów inertynitu reprezentowana jest przede wszystkim przez inertodetrynit (Fig. 3F, H) oraz w przypadku większych fragmentów – funginit, semifuzynit i fuzynit oraz bardzo rzadko mikrynit. Uwagę zwracają pojedyncze ziarna inertodetrynitu niewiele jaśniejsze od wityrytu (kolotelinitu B), które utożsamiono z makrynitom.

Rozproszoną materię organiczną petrograficznie opisano według propozycji klasyfikacji ICCP z 1997 roku, wyróżniając wirodetrynit, inertodetrynit oraz amorfinit niefluoryzujący. Składniki te uważane są za elementy terygeniczne. Rozproszona materia organiczna wykształcona jest głównie jako wirodetrynit oraz podrzędnie jako inertodetrynit. Wirodetrynit przyjmuje w większości nieregularny kształt, rzadziej jest owalny. Krawędzie wirodetrynitu nie są tak ostre jak w przypadku większych fragmentów wityrytu i czasem stopniowo zlewają się z tłem mineralnym, co może świadczyć o niedużym zwietrzeniu tych ziaren. Amorfinit odznaczał się barwą od brunatnej do czarnej i nie wykazał żadnych ukształtowanych cech teksturalnych. Zbudowany jest z całkowicie rozłożonej porowatej substancji humusowej bądź drobnodyspersyjnego humusu wodnego (Walenczak 1987).

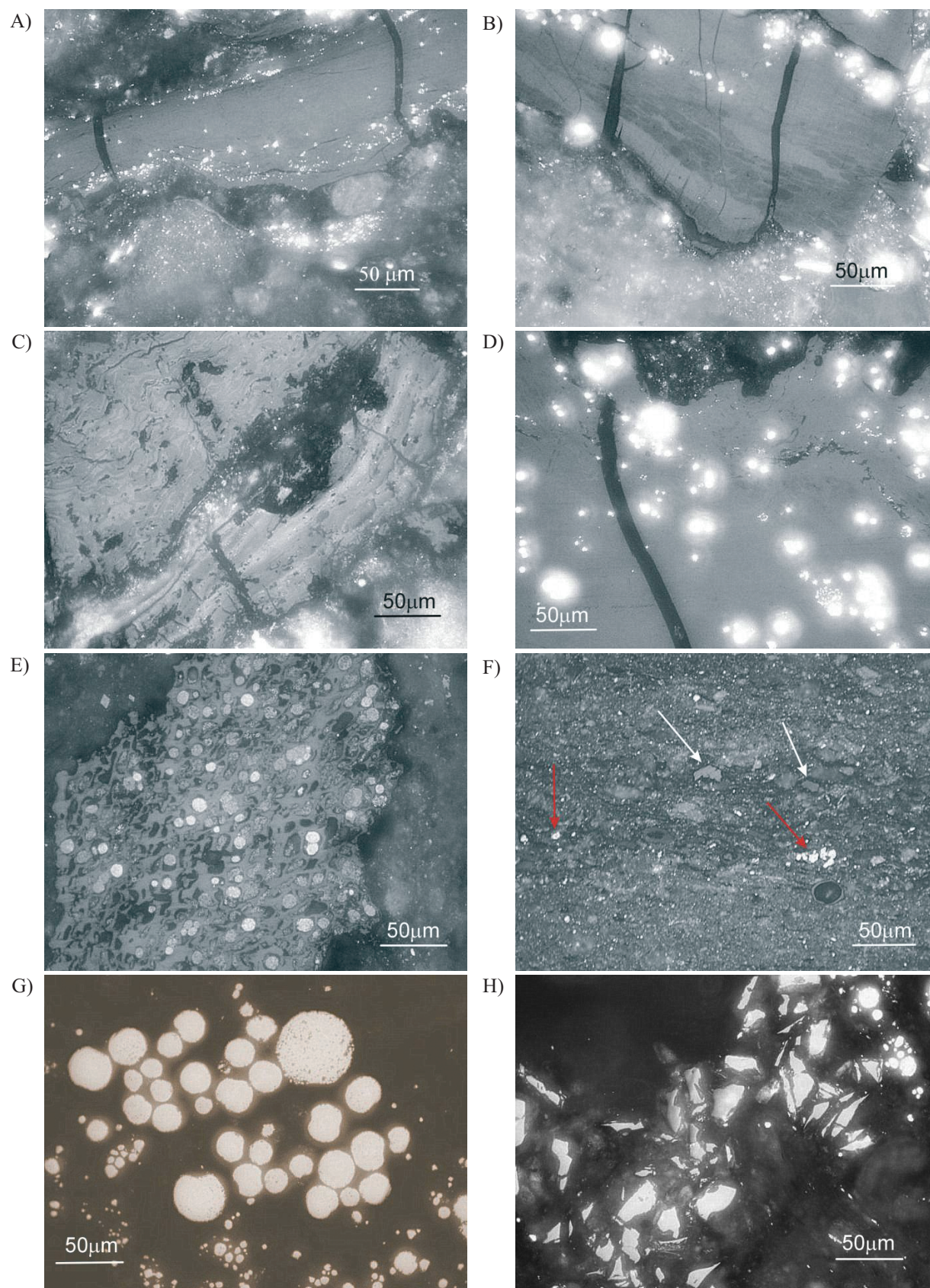


Fig. 3. Mikrofotografie macerałów – składników uwęglonej materii organicznej: A) kolotelinit impregnowany pirytem; B) telinit przechodzący w kolotelinit; C) telinit z częściowo pozaciskanyimi ścianami komórek, wypełnionymi żelinitem; D) kolotelinit z pirytem framboidalnym; E) fuzynit, niektóre przestrzenie komórkowe wypełnione pirytem framboidalnym; F) witrodetrynit (białe strzałki) i inertodetrynit (czerwone strzałki); G) piryty framboidalny; H) nagromadzenie inertodetrynit. Światło odbite, imersja olejowa

Fig. 3. Macerals microphotographs: A) colotelinite impregnated by pyrite framboids; B) telinite passed into colotelinite; C) telinite with partly tightened cells filled by gelinite; D) colotelinite covered by framboidal pyrite; E) fusinite, some cells filled by framboidal pyrite; F) vitrodetrinite (white arrows) and inertodetrinite (red arrows); G) framboidal pyrite; H) inertodetrinite agglomeration. Reflected light, oil immersion

W toku badań petrograficznych stwierdzono, że we wszystkich próbkach dominuje grupa wityritu, stanowiąca od 70% do 100% materii organicznej, przy udziale grupy inertytynitu w zakresie od 0% do 30%. Udział materiału lipoidalnego (macerały grupy liptytynitu, materiał sapropelowy) kontrolowano w świetle fluorescencyjnym. W trakcie badań próbek w żadnej nie stwierdzono macerałów grupy liptytynitu.

OCENA TYPU GENETYCZNEGO MATERII ORGANICZNEJ

Największy udział węgla organicznego TOC, 1.09–8.2% wag., oznaczono w próbkach 52, 43, 12, 97, 150 i 120, które reprezentują warstwy krośnieńskie, grybowskie, formację szczawnicką, belowską i wierzowską (Tab. 1).

Tabela (Table) 1

Zestawienie wyników analiz próbek wraz z lokalizacją
Sample analysis results with their location

Numer próbki <i>Sample number</i>	Zawartość siarki całkowitej [% wag.] TS*	Zawartość węgla organicznego [% wag.] TOC**	Średnia refleksyjność wityritu [%] R****	Nazwa wydzielienia wraz z lokalizacją <i>Name of geological formation and sample location</i>	Wiek wydzielienia <i>Age of geological formation</i>
99	0.01	0.05	0.49	piaskowce z Mutnego <i>Mutne sandstone</i> Mutne	paleocen <i>Paleocene</i>
54	0.02	0.10	0.57	warstwy krośnieńskie <i>Krosno beds</i> Mucharz	oligocen <i>Oligocene</i>
151	0.008	0.21	0.41	margle łąckie <i>Lacko marls</i> Maszkowice	środkowy eocen <i>Middle Eocene</i>
97	2.90	1.95	0.56	formacja belowska <i>Beloveza Formation</i> Złockie	wczesny eocen <i>Early Eocene</i>
150	0.01	1.99	0.61	formacja wierzowska <i>Verovice Formation</i> Bielsko-Biała	alb-cenoman <i>Albian-Cenomanian</i>
120	2.62	8.2	0.64	formacja belowska <i>Beloveza Formation</i> Lipnica Wielka	wczesny eocen <i>Early Eocene</i>
87	0.05	0.32	0.67	warstwy krośnieńskie <i>Krosno beds</i> Mszana Górna	oligocen <i>Oligocene</i>

Tabela (Table) 1 cd.

Numer próbki <i>Sample number</i>	Zawartość siarki całkowitej [% wag.] TS*	Zawartość węgla organicznego [% wag.] TOC**	Średnia refleksyjność wityritu [%] R ^o ***	Nazwa wydzielienia wraz z lokalizacją <i>Name of geological formation and sample location</i>	Wiek wydzielienia <i>Age of geological formation</i>
56	0.35	0.27	0.64	warstwy grybowskie <i>Grybów beds</i> Koninki	środkowy-późny eocen <i>Middle-Late Eocene</i>
160	0.10	0.28	0.45	formacja magurska <i>Magura Formation</i> Wierchomla Wielka	późny eocen- wczesny oligocen <i>Late Eocene- Early Oligocene</i>
157	0.49	0.18	0.62	warstwy lgockie <i>Lgota beds</i> Lanckorona	oligocen <i>Oligocene</i>
67	0.01	0.16	0.57	warstwy magurskie <i>Magura beds</i> Tylmanowa	późny eocen- wczesny oligocen <i>Late Eocene- Early Oligocene</i>
90	0.08	0.62	0.39	warstwy menilitowe <i>Menilite beds</i> Skrzydlna	późny eocen- wczesny oligocen <i>Late Eocene- Early Oligocene</i>
76	0.02	0.55	0.65	formacja beloweska <i>Beloveza Formation</i> Piekiełko	wczesny eocen <i>Early Eocene</i>
60	0.27	0.86	0.40	warstwy inoceramowe <i>Inoceraman beds</i> Poręba Wielka	późny senon- -paleocen <i>Late Senonian- Paleocene</i>
106	0.09	0.37	0.60	warstwy lgockie <i>Lgota beds</i> Jasienica k. Myślenic	alb-cenoman <i>Albian-Cenomanian</i>
83	0.01	0.53	0.58	formacja ze Szczawiny <i>Szczawina Formation</i> Krościenko	późny senon- wczesny paleocen <i>Late Senonian- Paleocene</i>
111	0.01	0.27	0.64	formacja beloweskie <i>Beloveza Formation</i> Lipnica Wielka	wczesny eocen <i>Early Eocene</i>
39	0.00	0.05	0.63	margle żegocińskie <i>Żegocina marls</i> Rybie	Senon <i>Senonian</i>

Tabela (Table) 1 cd.

41	0.26	0.48	0.61	formacja beloweska <i>Beloveza Formation</i> Zbludza	wczesny eocen <i>Early Eocene</i>
6	0.22	0.33	0.38	warstwy podmagurskie <i>Sub-Magura beds</i> Budzów	późny eocen <i>Late Eocene</i>
50	0.39	0.34	0.44	formacja beloweska <i>Beloveza Formation</i> Zbludza	późny eocen <i>Late Eocene</i>
0 12	1.25	1.90	0.58	warstwy krośnieńskie <i>Krosno beds</i> Skawce	Oligocen <i>Oligocene</i>
43	0.02	1.09	0.71	formacja piaskowców ze Szczawiny <i>Szczawina Formation</i> Krościenko	późny senon- -wczesny paleocen <i>Late Senonian- -Paleocene</i>
52	0.33	1.17	0.42	warstwy grybowskie <i>Grybów beds</i> Szczawa	środkowy eocen <i>Middle Eocene</i>
95	0.01	0.21	0.63	warstwy hieroglifowe <i>Hieroglific beds</i> Zawoja	środkowy eocen <i>Middle Eocene</i>

* TOC – Total Organic Carbon [wt. %],

** TS – Total Sulphur [wt. %],

*** R° – Random vitrinite reflectance [%].

Utwory te charakteryzują się występowaniem mułowców i iłowców w górnych częściach profilu, w których stwierdzono także największe nagromadzenia detrytus węglowego w formie cienkich warstewek oraz większych uwęglonych fragmentów roślinnych. Na uwagę zasługuje też zwiększona zawartość całkowitej siarki w utworach o zawartości węgla organicznego podwyższonej do około 2,9% wag., która słabo koreluje się z zawartością węgla organicznego w próbkach, ale tylko w przypadku podwyższonej zawartości TOC. W przypadku niższych wartości korelacja się nie ujawnia. Nadmienić w tym miejscu trzeba, że największy udział siarki przypada na próbki zawierające uwęglony detrytus, którego szczątki wykazują silną pirytyzację (Syrek 2009a, b). Tworzenie się pirytu framboidalengo i euhedralnego uzależnione jest od warunków sedimentacyjnych, w jakim znalazły się dane utwory fliszowe. Jak już wspomniano wyżej, detrytus węglowy występuje głównie w utworach mułowcowych i mułowcowo-ilastych, których warunki tworzenia przebiegały w środowisku redukcyjno-utleniającym. Bardzo często w trakcie rozkładu materii organicznej w środowisku beztlenowym uwalniany jest siarkowodor, który powoduje wytrącenie siarczków żelaza (w tym właśnie pirytu) z wodorotlenków żelaza, przyniesionych z płytkich stref basenu (Zatoń *et al.* 2008).

Dominacja macerałów grupy witrynit wskazuje na typ humusowy materii organicznej. Potwierdziły to także wyniki badań próbek metodą pirolizy Rock Eval. Dane uzyskane z pirolizy metodą Rock Eval naniesiono na diagram według Espitalié *et al.* (1985) (Fig. 4). Punkty intersekcyjne prezentują III typ kerogenu, uważany za humusowy, co wiąże się z wysoką zawartością materiału terygenicznego. W trakcie analizy palinologicznej stwierdzono także, że w materiale występowały wyłącznie nierozpoznawalne szczątki amorficzne (Fig. 5). Obecnie w klasyfikacji petrograficznej rozproszonej materii organicznej według ICCP (1997) są zaliczane do amorfinitu. Nie stwierdzono także występowania sporomorf (w pięciu próbkach nie znaleziono ziarn pyłków i zarodników).

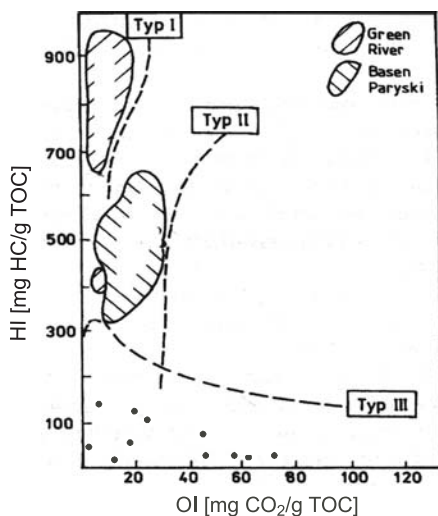


Fig. 4. Diagram typów genetycznych kerogenu. Czerwone punkty przedstawiają uzyskane wartości z pirolizy metodą Rock Eval

Fig. 4. Kerogen types diagram. Red points represent results from Rock Eval analysis

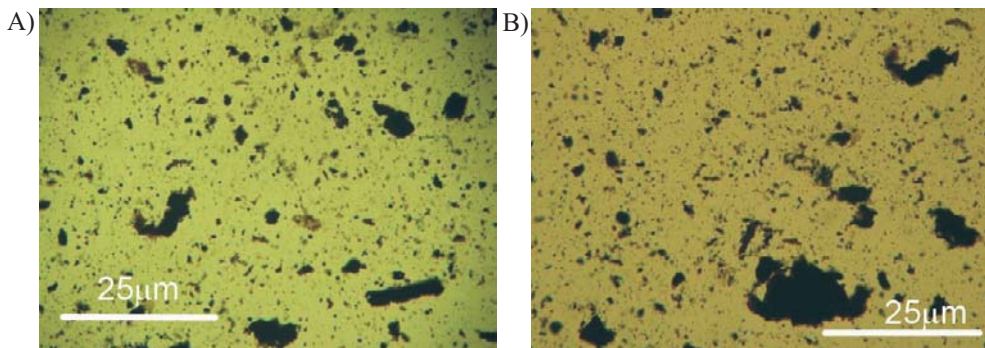


Fig. 5. Bezpostaciowa materia organiczna. Światło odbite

Fig. 5. Amorphous organic matter. Reflected light

Nie stwierdzono również występowania dinocyst i innego dającego się oznaczyć planktonu, co wskazuje, że sedymentacja odbywała się poniżej tzw. głębokości kompensacyjnej materiału organicznego (Walenczak 1987, Pliński 1992).

OCENA STOPNIA UWĘGLENIA

Do oceny stopnia uwęglenia wykorzystano pomiary średniej refleksyjności wityrynitów wszystkich badanych próbek (Tab. 1). Średnia refleksyjność składników grupy wityrynitów we wszystkich próbkach waha się od 0.38% do 0.71%, co dowodzi stadium katagenezy wczesnej (wartości poniżej 0.4%), katagenezy późnej i metagenezy materii organicznej (wartości powyżej 0.5%), co odpowiada fazie diagenety i katagenezy wczesnej w stosunku do skał otaczających (projekt IGCP – *International Geological Correlation Programme* 1990). Zgodnie z klasyfikacją węgla na podstawie międzynarodowej normy ISO 11760, uwęglona materia organiczna, występująca w postaci rozproszonej i detrytusów węglowych, wykazuje stopień uwęglenia charakterystyczny dla twardych odmian węgla brunatnego (*sub-bituminous coal* – do 0.5% R^o) i niżej uwęglonego węgla kamiennego (*bituminous coal* – powyżej 0.5% R^o). Wartości średniej refleksyjności wityrynitów w poszczególnych jednostkach karpacczych są do siebie zbliżone, choć zróżnicowane w indywidualnych jednostkach i wynoszą odpowiednio: 0.39–0.62% w jednostce śląskiej, 0.38–0.71% w jednostce magurskiej i 0.42–0.67% w jednostce grybowskiej. Najwyższe wartości odnotowano w oknie tektonicznym Mszany Dolnej (0.67%) oraz w południowych partiach jednostki magurskiej (0.65–0.71%). Różnice w wartościach średniej refleksyjności wityrynitów w poszczególnych jednostkach wynoszą więc około 0.23–0.33% i mogą wynikać z procesów geotektonicznych na etapach sub- i postsedymentacyjnego tworzenia się Karpat Zewnętrznych. Na tym etapie badań trudno o szczegółową interpretację i wskazanie konkretnego czynnika warunkującego różnice w refleksyjności wityrynitów. Co więcej, zaawansowana budowa tektoniczna Karpat w szczególności na obszarze nasunięć, gdzie często pojawia się złuszkowanie oraz występowanie olistostrom, utrudnia analizę stopnia uwęglenia materii organicznej.

Dodatkowo na podstawie średniej refleksyjności wityrynitów wykonano ocenę głębokości pograżania osadów fliszowych, posługując się diagramem według Karweila (1956) i Bosticka (1971), obrazującym uwęglenie jako funkcję temperatury i czasu. Na tej podstawie ustalono, że maksymalne paleotemperature oscylują wokół 120°C ($R^o \sim 0.7\%$), zaś najniższe wokół 60°C ($R^o \sim 0.4\%$), przyjmując wiek maksymalnego pograżania od 70 Ma do 40 Ma, czyli okres od późnej kredy-wczesnego paleocenu do późnego eocenu. Ten przedział wiekowy związany jest z procesem subsydencji pomiędzy fazą laramijską a pirenejską, przed głównym etapem wynoszenia w fazie saawskiej (Poprawa *et al.* 2002). Problemem w tego typu ocenach jest przyjęcie odpowiedniego gradientu temperaturowego. Przy założeniu współczesnego średniego gradientu temperaturowego około 20°C/km (Świerczewska 2005) dla jednostki śląskiej i magurskiej, głębokość pograżania wyniesie odpowiednio 3–5 km i 3–6 km. Analogicznie przyjmując wyższą wartość gradientu otrzymuje się niższe wielkości pograżania. Wielu autorów podkreśla jednak, że wartość gradientu geotermalnego w przeszłości była inna, co więcej – była ona zróżnicowana w całym systemie sedymentacyjnym Karpat. Według Poprawy *et al.* (2001) w basenie magurskim gradient

geotermalny wynosił nie więcej niż 26°C/km. W trakcie badań inkluzji fluidalnych pochodzących z serii okiennej jednostki magurskiej otrzymano wartość gradientu 17°C/km w oknie tektonicznym Szczawy i 20°C/km w oknie Mszany Dolnej (Hurai *et al.* 2004), czyli zbliżony do przyjętego w powyższych obliczeniach, co związane było z końcową fazą inwersji Karpat. Podobne badania prowadzone w północnym obrzeżeniu Karpat Zewnętrznych dały wartość paleogradientu na poziomie około 17°C/km (Porawa *et al.* 2001). Współczesne gradienty, uzyskane na podstawie wierceń, także wykazują zróżnicowanie. I tak w otworze Poręba Wielka IG-1 gradient wynosi około 23°C/km, w otworze Obidowa IG-1 – 21°C/km, w środkowej części jednostki magurskiej – 19°C/km (otwór Murszyna IG-1), a we wschodniej wzrasta do 29°C/km (otwór Hanusovce-1) (Świerczewska 2005). Zróżnicowane wielkości gradientów nie uwzględniają sytuacji, że poszczególne baseny miały różną głębokość i topografię dna (Poprawa *et al.* 2002). Zrozumiałe jest również, że środkowe części basenów mogły pograżać się głębiej niż ich peryferyjne części. Ponadto dane uzyskano na podstawie niedużej liczby próbek powierzchniowych, co nie daje optymalnego obrazu procesu pograżania osadów. Planuje się kontynuację badań nad procesem subsydencji w Karpatach fliszowych, także na podstawie próbek otworowych.

UWAGI O GENEZIE I GEOCHEMICZNYM PRZEOBRAŻENIU LĄDOWEJ MATERII ORGANICZNEJ WE FLISZU KARPACKIM

Osady zawierające materię organiczną reprezentują najczęściej drobnorytmiczny flisz mułowcowi bądź mułowcowo-piaskowcowy lub stanowią cienkie przeławicenia mułowcowe w obrębie średnio- i grubolawicowych piaskowców. Występowanie skał tych frakcji osadowych, zawierających uwęglony detrytus i rozproszoną materię organiczną, jest charakterystyczne dla kanałów rozprowadzających stożka środkowego, subśrodowiska łobów depozycyjnych stożka zewnętrznego i wachlarza stożkowego, obejmującego swym zasięgiem strefę równi abysalnej (Mutti & Ricci Lucci 1975, Normark 1978, Walker 1978, Schanmugam & Moiola 1985, 1988, Stow *et al.* 1998, Schanmugam 2000, Mattern 2005). Utwory, w których stwierdzono na podstawie rozpoznania litologicznego obecność uwęglonej materii organicznej, porównano z sekwencją osadową Boumy. Poszczególne odmiany lądowej materii organicznej zachowane zostały w określonych członach profilu turbidytowego. I tak rozproszona materia organiczna występuje od sekwencji Tb do Te włącznie, detrytus roślinny – od Tb do Td, natomiast większe uwęglone fragmenty roślin – w górnej części Ta. Znalezione odciski fragmentów roślin wyższych, tj. liści, łodyg korzeni itp., na powierzchniach uławicenia są efektem przykrycia osadem ilastym. Im mniejsza frakcja i spoistość otaczającego materiału skalnego, tym lepiej zachowana morfologia szczątków roślinnych (Brzyski 1984). W przypadku skał fliszowych odciski spotykane są na granicy członu Td i Te (Fig. 6).

Przyporządkowanie określonych typów materii organicznej do poszczególnych sekwencji uwarunkowane było jej wielkością i gęstością, a co za tym idzie – szybkością wypadania z zawiesiny. Głównym obszarem alimentacyjnym dla lądowej materii organicznej były niewątpliwie kordyliery. Jako lokalne strefy lądowe w basenach sedymentacyjnych

Karpat, posiadały szatę roślinną, która w trakcie procesów erozyjnych była niszczona i wraz z materiałem okrucowym stanowiła źródło materiału terygenicznego dla utworów fliszowych.

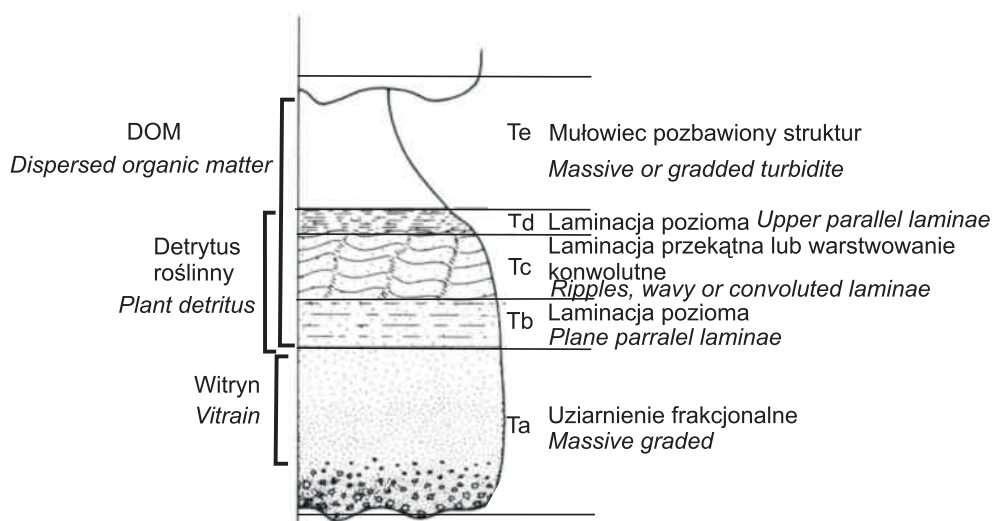


Fig. 6. Fliszowa sekwencja Boumy z zaznaczonymi strefami występowania materii organicznej (1962, zmienione)

Fig. 6. Flysch Bouma sequence with marked zones of the type of organic matter occurrence (after Bouma 1962, modified)

Kordyliery nie były obszarami stałymi w czasie w całym cyklu formowania Karpat, co odzwierciedla fakt, że nie wszystkie utwory Karpat fliszowych zawierają uwęglony detrytus roślinny. Nie mniej jednak odtworzenie warunków siedliskowych roślinności końca mezozoiku i kenozoiku jest praktycznie niemożliwe i może się opierać jedynie na zasadach aktualizmu geologicznego, czyli porównaniu do współcześnie występujących ekosystemów w obszarach orogenicznych.

Wyniki przeprowadzonych analiz potwierdzają, że badana materia organiczna jest allo-genicznego pochodzenia, choć równowiekowa z fliszem, a jej źródłem była roślinność lądowa. Brak przejawów występowania w formie sfosylizowanej morskiej materii organicznej z wyjątkiem framboidalnego pirytu w badanych próbkach może być związany z brakiem platform węglanowych w czasie sedymentacji wymienionych utworów bądź też z wąskim pasem szelfowym lub nawet jego brakiem w obrębie kordyliery, który uniemożliwiał rozwój naczyniowej roślinności płytkowodnej. Dodatkowo powyżej poziomu kompensacyjnego materii organicznej fitoplankton może bytować przez krótki czas, następnie obumiera i opada na dno, gdzie ulega rozkładowi. Zasadnicza część biomasy bytuje do głębokości 500 m p.p.m., gdzie strumień opadającej materii organicznej jest najwyższy (Walenczak 1987). Stopień geochemicznego przeobrażenia badanej materii organicznej (silna żelifikacja uwidocznioma w wykształceniu petrograficznym – głównie kolotelinit)

dowodzi, że jej uwęglenie nastąpiło w fazach od wczesnej katagenezy do metagenezy utworów fliszowych. Proces uwęglania materii organicznej nie był jednofazowy, ale przebiegał etapowo. Pierwszy okres miał miejsce podczas transportu i akumulacji materiału terygenicznego na brzegach kordylier w strefie sublitoralnej. Materia organiczna wymieszana z osadem uległa biochemicznym przemianom w warunkach „świeżego osadu”, jeszcze niekonsolidowanego – dochodziło do żelifikacji tkanki roślinnej, objawiającej się zagęszczeniem i homogenizacją substancji humusowej. Potem częściowo żzelifikowana materia organiczna trafiała na stok kontynentalny, gdzie w warunkach przykrycia osadem ulegała dalszym procesom uwęglania. Drugi etap przeobrażenia materii organicznej następował w warunkach podmorskich stożków napływowych. Nie wyklucza się także wpływu późniejszych przemian, głównie geotektonicznych, na uwęglenie materii organicznej, gdyż korelacja średniej refleksyjności wityritu z wiekiem poszczególnych utworów fliszowych nie wykazała wyraźnego związku ze stopniem uwęglenia utworów fliszowych. Przypuszcza się, że cały proces uwęglania materii organicznej we fliszu był wielofazowy, uzależniony od warunków, w jakich znalazła się materia organiczna tzn. przebiegał od momentu jej sedymentacji w basenach sedymentacyjnych do zakończenia procesów tektonicznych w poszczególnych jednostkach.

Badania zostały sfinansowane w ramach tematu badań własnych AGH nr 10.10.140.670.

LITERATURA

- Bąkowski J., 1967. Rośliny eoceńskie z Tatr i Podhala. *Prace Muzeum Ziemi*, 10, 169–213.
- Birkenmajer K., 1986 – Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 88, 7–32.
- Bouma A.H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam – New York, 1–168.
- Brzyski B., 1984. O pochodzeniu węgla brunatnego. *Nauka dla Wszystkich*, 381, Zakład Narodowy im Ossolińskich, 52–53.
- Dżułyński S. & Ślaczka A., 1958. Sedymentacja i wskaźniki kierunkowe transportu w warstwach krośnieńskich. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 28, 205–260.
- Espitalié J., Deroo G. & Marquis F., 1985. La pyrolyse Rock Eval et ses applications. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 40–41, 563–579.
- Frankiewicz J., 1974. Znaleźiska eoceńskiej flory we fliszu podhalańskim grzbietu gubałowskiego. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 18, 173–175.
- Gołąb J., 1959. Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 149, 225–239.
- Gucwa I. & Wieser T., 1980. Geochemia i mineralogia skał osadowych fliszu karpackiego zasobnych w materię organiczną. *Prace Mineralogiczne*, 69, 1–43.
- Horowitz L. & Doktorowicz-Hrebniński S., 1932. O węglu w Szczawnicy i okolicach. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 33, 65–68.

- Horsefield B. & Rullkotter J., 1994. Diagenesis, catagenesis and metagenesis of organic matter. The Petroleum System – From Source to Trap. *American Association of Petroleum Geologists Special Volumes*, 60, 189–199.
- Hurai V., Tokarski A.K., Świerczewska A., Kotulova J., Biron A., Sotak J., Hrusecky I. & Marko F., 2004. Methane degassing and exhumation of the Tertiary accretionary complex and for-arc basin of the Western Carpathians. *Geolines*, 21, 42–45.
- Kotlarczyk J., 1979. Węgiel we fliszu karpackim – kilka spostrzeżeń sedimentologicznych. *Rocznik Państwowego Instytutu Geologicznego*, 18, 37–150.
- Książkiewicz M., 1972. *Budowa geologiczna Polski. Tektonika, t. 4, cz. 3*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Kwiecińska B., 2005. Klasyfikacja materii organicznej rozproszonej w świetle ustaleń ICCP. *Przegląd Geologiczny*, 53, 3, 262.
- Kwiecińska B. & Wagner M., 1997. *Typizacja cech jakościowych węgla z krajowych złóż według kryteriów petrograficznych i chemiczno-technologicznych do celów dokumentacji geologicznej złóż oraz obsługi kopalń*. Wyd. CPPGSMiE PAN, Kraków.
- Leśniak T. & Słomka T., 2000. Środowisko sedimentacji warstw istebniańskich dolnych (górný senon) rejonu Dobczyc. *Geologia (kwartalnik AGH)*, 26/1, 51–65.
- Lipiarski I. & Peszat C., 1984. Charakterystyka petrograficzna wystąpień węgla w piaskowcach otryckich kamieniołomu Sękowiec (oligocen pasma Otrytu). *Materiały konferencyjne VII Sympozjum Geologia Formacji Węglonośnych Polski*, 12–17.
- Mattern F., 2005. Ancient sand-rich submarine fans: depositional systems models. identification and analysis. *Earth Science Reviews*, 7, 167–202.
- Mutti E. & Ricci Lucchi F., 1975. Turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines. *Field trip A11, IX International Sedimentological Congress, Nice, France*, 21–36.
- Nemčok M., Nemčok J., Wojtaszek M., Ludhova L., Klecker R.A., Sercombe W.J., Cieszkowski M., Paul Z., Coward M.P. & Ślącza A., 2001. Reconstruction of Cretaceous rifts incorporated in the Outer West Carpathian wedge by balancing. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 39–64.
- Oszczypko N., 1992. Rozwój basenu magurskiego w górnej kredzie i paleogenie. *Przegląd Geologiczny*, 7, 397–404.
- Oszczypko N. & Ślącza A., 1991. Evolution of Late Tertiary Basin in the Northern Carpathians and their foreland. *Abstracts of International Conference „Male Karpaty Mts. Geology of the Alpine-Carpathian Junction”, Smolenice*, 668–669.
- Pliński M., 1992. *Hydrobiologia ogólna*. Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego.
- Poprawa T., Narkiewicz K., Swadowska E. & Bruszezwska B., 2001. Analiza dojrzałości oraz jednowymiarowe modelowanie historii termicznej utworów potencjalnie macierzystych dla węglowodorów w rejonie Lipas – Tarnawa. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 174, 173–204.
- Poprawa T., Malata T. & Oszczypko N., 2002. Ewolucja tektoniczna basenów sedimentacyjnych polskiej części Karpat w świetle analizy subsydencji. *Przegląd Geologiczny*, 50, 1092–1108.

- Schanmugam G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s–1990s): deep water processes and facies models – a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 285–342.
- Schanmugam G. & Moiola R.J., 1985. Submarine fans models: problems and solutions. W: Bouma A.H., Normark W.R. & Barnes N.E. (Eds), *Submarine fans and related turbidite systems*, Springer-Verlag, New York, 29–34.
- Schanmugam G. & Moiola R.J., 1988. Submarine fans: characteristics, models, classifications and reservoir potential. *Earth Science Review*, 24, 383–428.
- Stow D.A.V., Reading H.G. & Collinson J.D., 1998. Deep seas. W: Reading H.G. (Eds), *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, 395–453.
- Syrek M., 2009a. Stopień uwęglenia rozproszonego materiału organicznego w jednostce magurskiej i strefie okiennej (Karpaty Zewnętrzne). *Materiały IV Krakowskiej Konferencji Młodych Uczonych, Kraków 17–19 września 2009*, 195–202.
- Syrek M., 2009b. Stopień uwęglenia materiału organicznego w utworach jednostki śląskiej w zachodnich Karpatach fliszowych w Polsce. *Geologia formacji węglonośnych Polski XXXI Sympozjum, Kraków 22–23 kwietnia 2009*, 89–92.
- Ślaczka A., 1996. Oil and gas in the northern Carpathians. W: Wessely G. & Liebl W. (Eds), *Oil and gas in Alpidic thrustbelts and basins of Central and Eastern Europe, Special Publications of the European Association of Geoscientists and Engineers*, Geological Society of London, 5, 187–195.
- Świerczewska A., 2005. The interplay of the thermal and structural histories of the Magura nappe (Outer Carpathians) in Poland and Slovakia. *Mineralogia Polonica*, 36/2, 91–144.
- Tobolski K., 2000. *Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Unrug R., 1979. *Przewodnik geologiczny po Zachodnich Karpatach fliszowych*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Wagner M., 1980. Utwory węglonośne jednostki magurskiej okolic Jordanowa i Nowego Sącza. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 50, 99–117.
- Wagner M., 1992. Studium petrologiczne węgla karpackiego równowiekowego z utworami fliszowymi, jako źródła generowania gazu ziemnego. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi*, 8, 3–4, 803–817.
- Wagner M., 1996. Petrologic studies of terrestrial organic matter in Carpathians flysch sediments southern Poland. *International Journal of Coal Geology*, 29, 259–272.
- Walenczak Z., 1987. *Geochemia organiczna*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Walker R.G., 1978. Deep-marine sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62, 6, 932–966.
- Watycha L., 1963. Flisz magurski południowej części Górców. *Przegląd Geologiczny*, 8, 371–378.
- Zatoń M., Rakociński M. & Marynowski L., 2008. Framboidy pirytowe jako wskaźniki paleośrodowiska. *Przegląd Geologiczny*, 56, 158–164.

Summary

The main objective of this study was to investigate the petrographic characteristic of terrestrial organic matter in Polish flysch Carpathian's rocks. Twenty-five samples derived from natural geological outcrops and quarries were investigated. Samples were located in the western part of Carpathians, within Magura, Silesian and group of the Foremagura units (Fig. 1). Samples were distinguished by their high content of coalified organic matter, represented by laminar accumulations of detritus and coalified plant fragments.

Structural and textural features of samples, with emphasis placed on organic debris features, as well as their location within the flysch sequences were estimated during profiling of natural geological outcrops. Maceral composition of organic matter was examined under reflected light and reflected fluorescence light microscopy. Random mean vitrinite reflectance measurements determined the degree of organic matter coalification. Moreover, total organic carbon TOC content as well as total sulfur TS content was also determined. Eleven samples were analyzed using Rock Eval pyrolysis in order to ascertain the genetic type of organic matter. Palynological analysis was conducted on three samples in order to determine the type of organic material and to exclude the presence of Carboniferous exotics in the organic material. Organic matter was divided with respect to the size of debris into two types; dispersed organic matter (DOM) and coalified plant detritus. It was found that both dispersed organic matter and coalified plant detritus are numerous in parallel and diagonal laminated sediments as well as in the upper part of massive graded sediments. However, these types of organic matter do not occur in coarse-grained sediments, such as grained sandstones and conglomerates. Coalified plant detritus is macroscopically characterized by a dark brown or black color and is a component of sandy mudstone lamina in clay-muddy and muddy, rarely sandy deposits (Fig. 2A). Debris size in lamina does not exceed 5 millimeters, however larger fragments up to several centimeters were also observed (Fig. 2B).

Vitrinite macerals, such as colotelinite and telinite, are the predominant micro components found in both coalified plant detritus and in larger plant fragments, inertinite maceral group are secondary components, while exinite macerals were not observed (Fig. 3). Dispersed organic matter primarily forms as vitrodetrinite and secondarily as inertodetrinite.

Also noteworthy is the increase of total sulfur content, up to 2.9% by weight, in samples with higher organic carbon content, which poorly correlates with organic carbon content in the samples with high TOC content. No correlation was observed for lower values.

Vitrinite macerals were predominant in all samples, constituting 70% to 100% of the organic matter content, whereas inertinite macerals constituted 0% to 30%. The dominance of vitrinite macerals indicates humic type of organic matter. This was also confirmed by the results of Rock Eval pyrolysis (Fig. 4). The marked points represent type III kerogen, which is associated with high content of terrigenous material in the samples. The highest TOC values (from 1.09 wt. % to 8.2 wt. %) were determined in samples 52, 43, 12, 97, 150 and 120 from Krosno beds, Grybów beds, Szczawina, Verovice and Beloveza Formation (Tab. 1).

Palynological analysis revealed only unrecognizable amorphous remains (Fig. 5), which according to petrographic ICCP classification of dispersed organic matter (1997) represent the maceral amorphinite. In all samples the random mean vitrinite reflectance for

vitritine group varies from 0.38% to 0.71%, which indicates early catagenesis (less than 0.4% Ro), late catagenesis and metagenesis (above 0.5% Ro) stages of organic matter (IGCP 1990). The highest values were recorded within the Mszana Dolna tectonic window (0.67%) and in the southern parts of the Magura unit (0.65–0.71%).

Additionally, depth burial assessment of flysch sediments was performed using random vitritine reflectance measurements, according to Karweil (1956) and Bostick's (1971) diagram, illustrating coalification as a function of temperature and time. The maximum paleotemperatures oscillate around 120°C ($R^o \sim 0.7\%$) and the minimum around 60°C ($R^o \sim 0.4\%$), assuming an maximum age of burial from 70 Ma to 40 Ma (period from the Late Cretaceous/Early Paleocene to Late Eocene). Considering the average thermal gradient of 21°C/km for Silesian and Magura unit, paleodepths of burial will range from 3 km to 5 km

and from 3 km to 6 km respectively. Individual types of terrestrial organic matter were preserved in specific parts of the Bouma turbidite sequence. Therefore, dispersed organic matter occurs exclusively from Tb to Te, coalified plant detritus occurs from Tb to Td, while the larger plant fragments occur in the upper part of Ta (Fig. 6).

Results confirm that the analyzed organic matter is of allochthonous origin and their source is terrestrial vegetation. The lack of marine organic matter fossilization, with the exception of framboidal pyrite, is related to the absence of carbonate platforms during flysch sedimentation or due to a narrow continental shelf or even the shelves absence, within the cordilleras, which prevents the development of shallow vascular plants. The degree of geochemical transformation of the analyzed organic matter (strong gelification), visualized petrographically (mainly colotelinite), indicates that coalification occurred during diagenesis and early catagenesis of the flysch deposits. The coalification process of organic matter occurred in multiple stages. The first stage encompassed transport and accumulation of terrigenous material at the banks of cordilleras in the sublittoral area. The second stage of geochemical transformation occurred within submarine fans.