

DOJRZAŁOŚĆ TERMICZNA UTWORÓW DEWONU, KARBONU I TRIASU MASYWU MAŁOPOLSKIEGO NA PODSTAWIE WSKAŹNIKA CAI (COLOUR ALTERATION INDEX)

THERMAL MATURITY OF DEVONIAN, CARBONIFEROUS AND TRIASSIC ROCKS IN THE CENTRAL PART OF THE MAŁOPOLSKA MASSIF FROM CONODONT COLOUR ALTERATION INDEX

JAN MALEC¹

Abstrakt. Na obszarze środkowej części masywu małopolskiego w ośmiu profilach wiertniczych wykonano badania paleotermiczne utworów węglanowych dewonu, karbonu i triasu na podstawie przeobrażenia termicznego substancji organicznej zawartej w konodontach. Na podstawie stopnia przeobrażenia barw konodontów pod wpływem temperatury (wskaźnik CAI – *Colour Alteration Index*) określono zakresy paleotemperatur jakim zostały poddane skały zawierające te organizmy. W otworze wiertniczym Węgrzynów IG 1 utwory żywetu górnego, franu, famenu i karbonu dolnego (turnej, wizen) mają wskaźnik CAI od 3 (dla żywetu) do 2 (dla karbonu dolnego). Wskazuje on na podgrzanie w zakresie 60–110°C, na obszarze frontu waryscydów o wysokiej wartości paleogradientu termicznego. Dla profilu dewonu górnego w otworze Pągów IG 1 wartość CAI 4,5 dokumentuje stopień podgrzania skał do temperatury powyżej 230°C, w wyniku udziału podwyższonego strumienia ciepłego w rejonie strefy tektonicznej. W utworach triasu wskaźnik CAI 1–1,5 świadczy o podgrzaniu skał w granicach 50–90°C. Stosunkowo niska paleotemperatura materii organicznej w utworach triasu wskazuje, że utwory dewonu i karbonu osiągnęły dojrzałość termiczną w późnym karbonie, przed orogenezą waryscyjską. Objawy ropy naftowej i gazu ziemnego w utworach dewonu i karbonu centralnej części masywu małopolskiego mogą świadczyć o ich perspektywiczności w aspekcie poszukiwań bituminów.

Słowa kluczowe: dojrzałość termiczna, indeks CAI, dewon, karbon, trias, masyw małopolski.

Abstract. A paleothermal study of Devonian, Carboniferous and Triassic carbonate rocks was carried out in eight boreholes from the central part of the Małopolska Massif by using data on thermal alteration of organic matter contained in conodonts. The maturity of organic matter expressed as the CAI (Colour Alteration Index) values was used to calculate palaeotemperatures that affected the conodont-bearing rocks. In the Węgrzynów IG 1 borehole, the CAI values for the Upper Givetian, Frasnian, Famennian and Lower Carboniferous rocks range from 3 (Givetian) to 2 (Lower Carboniferous). It suggests heating of rocks (at temperatures from 60 to 110°C) in the area of high palaeogeothermal gradient, close to the Variscan front. In the Upper Devonian sequence of the Pągów IG 1 borehole, the CAI value of 4.5 proves heating of rock at a temperature exceeding 230°C as a result of higher heat flow near a fault zone. The low CAI values (1–1.5) of Triassic rocks provide the evidence for heating of rocks in the range of 50 to 90°C. The relatively low maturity of organic matter in the Triassic rocks indicates that the Devonian and Carboniferous sediments must have reached their thermal maturity in the Late Carboniferous prior to the Variscan orogeny. The signs of crude oil and natural gas observed in the Devonian and Carboniferous rocks in the central part of the Małopolska Massif attest their potential for hydrocarbon exploration.

Key words: thermal maturation, CAI index, Devonian, Carboniferous, Triassic, Małopolska Massif.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce; e-mail: jan.malec@pgi.gov.pl.

WSTĘP

Jedną z metod badawczych wykorzystywanych do określania termicznej dojrzałości kopalnych sekwencji osadowych jest ustalenie stopnia przeobrażenia termicznego zawartej w nich substancji organicznej. W zależności od głębokości, na jaką osady zostały pogrążone, oraz wartości stopnia geotermicznego następuje większe lub mniejsze uwęglenie zawartej w nich materii organicznej. Wzrasta ono z głębokością pogrążenia osadów, z którą są związane coraz wyższe temperatury. Przemianom termicznym podlegają także związki organiczne wchodzące w skład konodontów, znajdujących głównie w morskich skałach węglanowych, znanych od późnego kambru do późnego triasu. Wpływ czynników termicznych na stopień przeobrażenia materii organicznej konodontów dewonu, karbonu i triasu prześledzono w profilach otworów wiertniczych na obszarze centralnej części masywu małopolskiego (fig. 1).

W zależności od stopnia i czasu trwania podgrzania materia organiczna zawarta w konodontach zmienia barwę. Zmiana barwy konodontów przebiega stopniowo i jest nieodwracalna. Zakres barw podgrzanych konodontów określono jako wskaźnik CAI (*Colour Alteration Index*). Poszczególnym wartościom CAI odpowiadają określone przedziały paleotemperatur, które ustalono eksperymentalnie przez stopniowe podgrzewanie jasnożółtych konodontów do coraz wyższych temperatur (Epstein i in., 1977). Poszczególnym zakresom temperatur odpowiada określona barwa konodontów, która w przedziale 50–400° zmienia się od jasnożółtej do czarnej. W przedziale tych temperatur wyodrębniono następstwo CAI od 1 do 5. W skali tej, CAI 1 (kolor jasnożółty) odpowiada temp. 50–80°C, CAI 1,5 (jasnobrązowy) – temp. 50–90°C, CAI 2 (brązowy) – temp. 60–140°C, CAI 3 (ciemnobrązowy) – temp. 110–200°C, CAI 4 (prawie czarny) – temp. 190–300°C i CAI 5 (czarny) – temp. 300–350°C. Dla konodontów poddanych działaniu wyższych temperatur, skala barw została przedstawiona przez Rejebian i in. (1987). Według tych autorów, CAI 5 (czarna barwa) odpowiada temp. 300–480°C, CAI 6 (ciemnoszary) – temp. 360–550°C, CAI 6,5 (szary do jasnoszarego) – temp. 440–610°C, CAI 7 (bardzo jasnoszary do

białego) – temp. 490–720°C i CAI 8 (krystalicznie czysty) – odpowiada temp. powyżej 600°C.

Ustalenie wielkości wskaźnika CAI służy do oceny stopnia dojrzałości termicznej substancji organicznej w skali profilów, a uzyskane dane są wykorzystywane do sporządzania map przedstawiających historię paleotermiczną w skali basenów sedymentacyjnych. Rozkład wartości CAI umożliwia lokalizację obszarów perspektywicznych w aspekcie poszukiwań węglowodorów i możliwości ich generowania. W tym celu jest wykorzystywana korelacja wartości CAI z facjami metamorfizmu organicznego i etapami powstawania węglowodorów, zaproponowana przez Nowlana i Barnes (1987) (fig. 2). Na podstawie analizy paleotemperatur odczytanych z wartości CAI można oszacować czas trwania i głębokość pogrzebania, a w niektórych przypadkach także paleogradient termiczny. Znajomość paleogradientu i paleotemperatury pozwala zrekonstruować grubość nadkładu oraz interpretować historię tektoniczną i paleotermiczną danego obszaru (Epstein i in., 1977).

Na obszarze Polski wskaźnik CAI przeobrażenia barw konodontów zastosował po raz pierwszy Belka (1982) do określenia stopnia zmian termicznych osadów karbonu z regionu Krakowa. Na terenie kraju analogiczne badania były wykonywane w późniejszym okresie, w obrębie utworów obejmujących szeroki przedział stratygraficzny – od ordowiku do triasu. Prowadzono je w Górach Świętokrzyskich (Belka, 1990; Malec, 2002b; Narkiewicz, Malec, 2005), na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego (Nehring-Lefeld i in., 1997, 1998), na obszarze radomsko-lubelskim i na Pomorzu (Narkiewicz i in., 1998; Grotek i in., 1998), na obszarze masywu górnośląskiego, w południowej i zachodniej części masywu małopolskiego (Belka, 1993; Narkiewicz, Nehring-Lefeld, 1993; Belka, Siewniak-Madej, 1996; Repetski, Narkiewicz, 1996), w środkowej części masywu małopolskiego (Malec, 2002a) oraz w Sudetach (Haydukiewicz, 1998). Pełniejsze dane o charakterystyce i zakresie zastosowania metody przeobrażenia barw konodontów (CAI), zostały przedstawione w pracach Belki (1993) oraz Narkiewicz i Nehring-Lefeld (1993).

OBSZAR BADAŃ

Obszar badań obejmuje centralną część masywu małopolskiego, obramowaną od północy otworami wiertniczymi Gidle 2 i Boża Wola IG 1, a od południa – otworami Węgrzynów IG 1 i Potok Mały IG 1 (fig. 1). Głębokie wiercenia wykonywane na tym obszarze w latach 1963–1971 miały na celu rozpoznanie struktur geologicznych pod kątem obecności ropy naftowej i gazu ziemnego (Jurkiewicz, Żakowa,

1972). W tych otworach, pod niesfałdowaną pokrywą skał permsko-mezozoicznych, natrafiano na zróżnicowane, zdeformowane tektonicznie struktury, zbudowane z utworów należących do kilku pięter strukturalnych: kadomskiego, kaledońskiego i waryscyjskiego. Na obszarze tym, przedpermska erozja odsłoniła osady od prekambru do karbonu środkowego (Jurkiewicz, 1975).

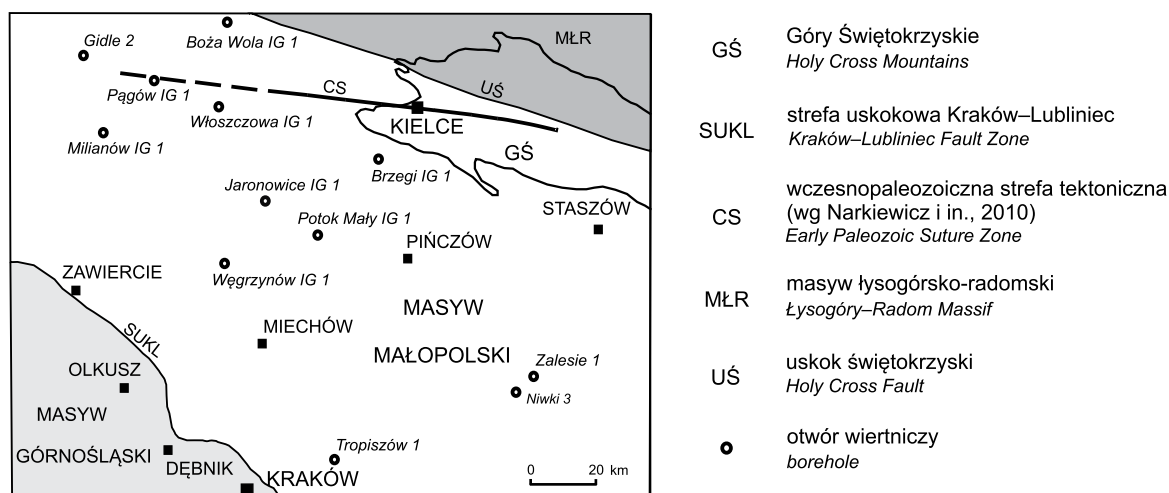


Fig. 1. Lokalizacja badanych otworów wiertniczych na obszarze centralnej części masywu małopolskiego

Location of the boreholes investigated in the central part of the Małopolska Massif

Do ważniejszych kompleksów skalnych, leżących w podłożu permo-mezozoiku centralnej części masywu małopolskiego uznawanych jako macierzyste lub/i zbiornikowe węglowodorów, zaliczono utwory węglanowe dewonu. Zostały one nawiercone na kilku obszarach tej jednostki (Jurkiewicz, Żakowa, 1972; Jurkiewicz, 1975). Najpełniejszy profil dewonu stwierdzono w otworze Węgrzynów IG 1, gdzie obejmuje on ciągłą sekwencję utworów od dolnego eiflu do górnego famenu o miąższości ok. 1500 m (Jurkiewicz, Żakowa, 1969; Jurkiewicz, 1973, 1975). Tylko w profilu otworu Pagów IG 1 pod utworami permu i karbonu dolnego nawiercono utwory dewonu górnego: famenu i częściowo franu (Żakowa, 1969; Jurkiewicz, 1976). Na obszarze tym, w pozostałych profilach otworów wiertniczych z utworami dewonu, pod seriami permo-mezozoiku nawiercano różne ogniwa litologiczne dewonu środkowego i dolnego. W kilku profilach otworów wiertniczych z obszaru centralnej części masywu małopolskiego, pod utworami permo-mezozoiku leżą bezpośrednio utwory kambru lub prekambru (Jurkiewicz, 1975).

Na tym samym obszarze utwory karbonu stwierdzono w profilach Węgrzynów IG 1, Pagów IG 1 i Milianów IG 1. W Węgrzynowie są to węglanowe i klastyczne utwory turneju i wizenu, w Pagowie – mułowce i piaskowce wizenu, natomiast w Milianowie – mułowcowo-piaskowcowe utwory wizenu i namuru dolnego (Jurkiewicz, 1975).

W profilach otworów wiertniczych Węgrzynów IG 1 oraz Pagów IG 1 na podstawie konodontów określono biostratygrafię utworów dewonu i karbonu dolnego (Chorowska, 1972; Malec, 2001, 2013, 2015).

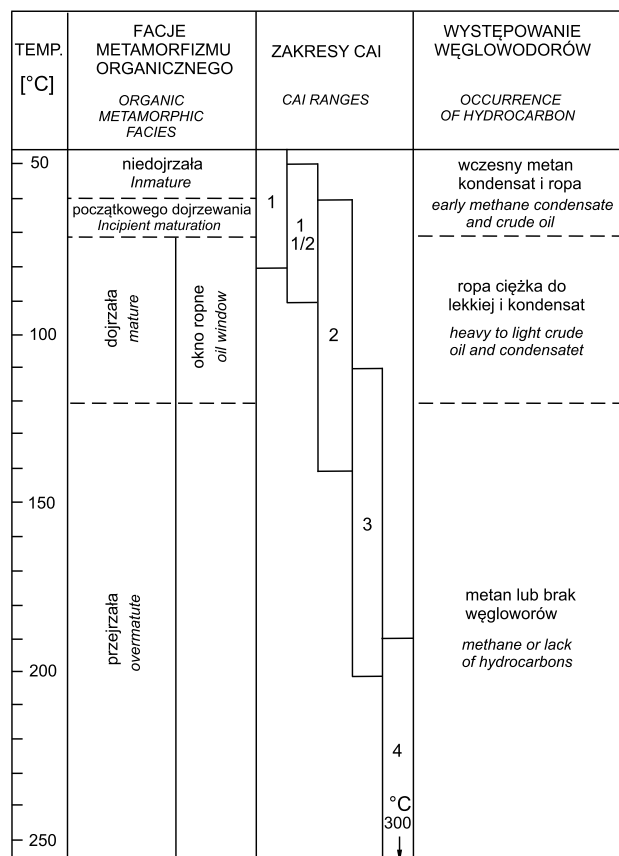


Fig. 2. Korelacja konodontowego indeksu CAI z etapami generowania węglowodorów (wg Nowlana i Barnes, 1987)

Correlation of the conodont index (CAI) with the stages of hydrocarbon generation (after Nowlan and Barnes, 1987)

MATERIAŁ BADAWCZY

W centralnej części masywu małopolskiego, na podstawie wskaźnika CAI przeobrażenia barw konodontów, badano stopień dojrzałości termicznej utworów dewonu, karbonu i triasu występujących w ośmiu profilach wiertniczych. Analizowany materiał konodontowy pochodził z węglanowych utworów najwyższego żywetu, franu, famenu, turneju, wizenu i wapienia muszlowego. Konodony dewońskie badano w profilach otworów wiertniczych Pągów IG 1 i Węgrzynów IG 1, a dolnokarbońskie – z tego ostatniego. Konodony triasowe pochodziły z profili wiertniczych: Boża Wola IG 1, Brzegi IG 1, Gidle 2, Jaronowice IG 1, Pągów IG 1, Potok Mały IG 1, Węgrzynów IG 1 i Włoszczowa IG 1 (fig. 1).

Ogółem wartość wskaźnika CAI przebadano dla 800 okazów konodontów dewonu i karbonu oraz ok. 350 okazów konodontów triasowych, pochodzących z ponad 100 próbek, reprezentujących głównie wapienie, rzadziej margle. Wartość wskaźnika CAI określono przez porównanie okazów badanych konodontów z wyskalowanymi konodontami umieszczonymi na wycechowanym wzorcu, rozmieszczonymi w kolejności odpowiadającej wzrostowi stopnia metamorfizmu organicznego. Dla utworów dewonu i karbonu, wartość indeksu CAI określono w granicach od 2 do 4,5 (tab. 1), natomiast w większości badanych profili triasu, współczynnik ten wynosi 1 (tab. 2).

BADANIA PALEOTERMICZNE

DEWON I KARBON

W otworze Węgrzynów IG 1, w utworach dewonu górnego i karbonu dolnego, wartość wskaźnika CAI zmniejsza się stopniowo ku górze profilu (tab. 1). Wskaźnik CAI dla utworów na granicy żywetu i franu wynosi 3, w obrębie górnego franu i dolnego famenu ma wartość 2,5, a dla górnego famenu i karbonu dolnego wynosi 2. Na podstawie wykresu Arrheniusa (Epstein i in., 1977), zostały określone paleotemperatury odpowiadające poszczególnym wartościom CAI, z uwzględnieniem zakresu czasowego podgrzewania konodontów (fig. 3). Z danych naniesionych na wykres wynika, że utwory dewonu i dolnego karbonu Węgrzynowa były podgrzewane w zakresie temperatur ok. 60–110°C. Do wyższych temperatur skały żywetu górnego, franu, niższego i środkowego famenu, a do niższych – najwyższego famenu, turneju i wizenu dolnego.

W profilu otworu Pągów IG 1 zbadano przeobrażenia termiczne konodontów pochodzących z utworów dewonu górnego. W wapieniach franu i famenu analizowano okazy pochodzące z 10 próbek pobranych z głęb. 2994,5–3146,5 m (tab. 1). We wszystkich próbkach badane okazy konodontów górnodewońskich charakteryzują się czarnymi barwami, wskazującymi co najmniej na wartość 4,5 w skali CAI, która odpowiada paleotemperaturze najprawdopodobniej powyżej 230°C (fig. 3).

TRIAS

Na obszarze centralnej części masywu małopolskiego badania paleotermiczne utworów triasu na podstawie konodontów wykonano w ośmiu profilach wiertniczych (tab. 2). Obejmowały one utwory węglanowe należące do wapienia muszlowego występujące w następujących profilach otworów wiertniczych: Boża Wola IG 1 (głęb. 1399,7–1547,6 m), Brzegi IG 1 (głęb. 1267,0–1395,0 m), Gidle 2 (głęb. 1698,0–1893,0 m), Jaronowice IG 1 (głęb. 1741,6–1826,0 m), Pągów IG 1 (głęb. 2005,5–2138,0 m), Potok Mały IG 1 (głęb. 1698,0–1755,0 m), Węgrzynów IG 1 (głęb. 942,8–1026,5 m) i Włoszczowa IG 1 (głęb. 2174,5–2280,0 m).

W większości badanych profili konodony, występujące w utworach wapienia muszlowego, charakteryzują się niską wartością metamorfizmu termicznego, odpowiadającą CAI 1. Tylko w profilu otworu Gidle 2 zanotowano wartości CAI 1–1,5, a w otworze Włoszczowa IG 1 CAI wynosi 1,5. W przypadku ostatniego indeksu CAI zakres paleotemperatur, jakimi były objęte skały wapienia muszlowego, mógł oscylować w przedziale 50–90°C.

W profilu otworu Pągów IG 1 konodony uzyskane z wapienia muszlowego pochodziły z czterech próbek pobranych z interwału 2022,0–2134,5 m. Konodony te mają barwy jasnożółte, odpowiadające w skali CAI wskaźnikowi 1. Z profilu Węgrzynów IG 1 konodony triasowe, pochodzące z głęb. 1016,0 m, charakteryzują się również wartością CAI 1.

HISTORIA POGRZEBANIA I PODGRZANIA

W trakcie wykonywania w latach 1963–1971 głębokich otworów wiertniczych na obszarze centralnej części masywu małopolskiego przeprowadzono jednocześnie pomiary temperatury i stopnia geotermicznego (Jurkiewicz, Szczerba, 1976). Wyniki tych badań pozwoliły określić różnice między

stwierdzoną na podstawie wskaźnika CAI paleotemperaturą badanych skał a ich obecną temperaturą. W przypadku otworu Węgrzynów IG 1, na głęb. 1350,0 m, w obrębie utworów wizenu dolnego wynosi ona ok. 42°C, natomiast na głęb. 2350,0 m, w skałach dolnego franu – ok. 66°C. Ostatnia war-

Tabela 1

Wartość wskaźnika CAI w dewonie i karbonie otworów wiertniczych Węgrzynów IG 1 i Pągów IG 1

Conodont index (CAI) in Devonian and Carboniferous deposits of the Węgrzynów IG 1 and Pągów IG 1 boreholes

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	Wiek	CAI
Węgrzynów IG 1	1370,6	wizen	2
	1478,5	famen	2
	1480,3		2
	1510,6		2
	1511,7		2
	1512,4		2
	1547,0		2
	1549,5		2
	1594,2		2–2,5
	1621,3		2–2,5
	1624,5		2–2,5
	1655,0		2,5
	1831,5		2,5
	1948,2		2,5
	1976,2	fran	2,5
	1948,2		2,5
	1976,2		2,5
	2001,6		2,5
	2072,6		2,5
	2077,4		2,5
2144,5	2,5		
2177,2	2,5		
2364,2	3		
2496,8	3		
2528,1	żywet	3	
Pągów IG 1	2995,5	famen	4,5
	3040,7	fran	4,5
	3043,0		4,5
	3044,5		4,5
	3046,5		4,5
	3094,0		4,5
3146,5	4,5		

tość jest o ok. 45°C niższa od paleotemperatury (ok. 110°C) skał z tej głębokości uzyskanej przy pomocy wskaźnika CAI. Przy założeniu zachowania na tej głębokości obecnego gradientu termicznego, który według Jurkiewicza i Szczerby (1976) wynosi ok. 22°C/km, nadkład osadów koniecznych do uzyskania paleotemperatury 110°C musiałby wynosić ok. 4000 m, w tym ok. 3000 m utworów karbonu. Na obszarze masywu małopolskiego rozpoznana miąższość zachowanych utworów karbonu jest jednak znacznie mniejsza (Jurkiewicz, 1975, 2000). Miąższość utworów profilu turneju i wizenu jest szacowana na ok. 1300 m, a dolnego namuru, rozpoznanego tylko w północno-zachodniej części tej jednostki, wynosi ok. 300 m (*op. cit.*).

Tabela 2

Wartość wskaźnika CAI w triasie (wapień muszlowy)

Conodont index CAI in Triassic (Muschelkalk) deposits

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	CAI
Boża Wola IG 1	1401,5	1
	1402,9	1
	1405,0	1
	1407,0	1
	1412,0	1
	1414,0	1
Gidle 2	1714,5	1–1,5
Brzegi IG 1	1341,2–1341,8	1
Jaronowice IG 1	1762,4	1
	1766,0	1
	1793,6	1
	1795,2	1
Pągów IG 1	2022,0	1
	2134,5	1
Potok Mały IG 1	1701,0	1
Węgrzynów IG 1	1016,0	1
Włoszczowa IG 1	2248,4	1,5

Z analizy stopnia przeobrażenia termicznego konodontów w profilu Węgrzynowa wynika, że utwory z głęb. ok. 1400–2400 m mieszczą się w przedziale indeksu CAI 2–3 (tab. 1), odpowiadającego zakresowi paleotemperatur od ok. 60 do 110°C (fig. 2). Dane te wskazują, że w rejonie Węgrzynowa wartość paleogradientu geotermicznego w karbonie była znacznie wyższa niż obecnie i wynosiła najprawdopodobniej około 50°C/km. Podgrzanie skał dewonu i karbonu dolnego w rejonie Węgrzynowa zostało spowodowane głównie podwyższonym strumieniem cieplnym na obszarze objętym frontem nasunięć waryscyjskich, a w mniejszym stopniu – nadkładem osadów. Podobnie wysoki gradient paleotermiczny, odnotowany na obszarach basenów graniczących z frontem waryscydów, jest interpretowany jako wzrost strumienia cieplnego związanego z występowaniem w tych strefach cieńszej skorupy ziemskiej (por. Belka, 1991; Littke i in., 2000; Francu i in., 2002; Majorowicz i in., 2003; Ziegler i in., 2004; McCann i in., 2006).

Badania termiczne wykonane w profilu otworu Pągów IG 1 wskazują, że w obrębie utworów karbonu współczesny gradient termiczny wynosi ok. 32°C/km, natomiast w utworach dewonu – ok. 26°C/km. Jest on wyraźnie większy od gradientu termicznego odnotowanego w innych profilach (około 20°C/km) z centralnej części masywu małopolskiego (Jurkiewicz, Szczerba, 1976). W spągowej części otworu (2995,5–3146,5 m), w obrębie utworów franu i famenu notowano temperatury rzędu 100–103°C (*op. cit.*). Są one ponad dwukrotnie niższe od maksymalnych paleotemperatur skał występujących na tej głębokości, które przy pomocy wykresu Arrheniusa (Epstein i in., 1977) można szacować na co najmniej 230°C (fig. 3). Maksymalny czas pogrzebienia utworów

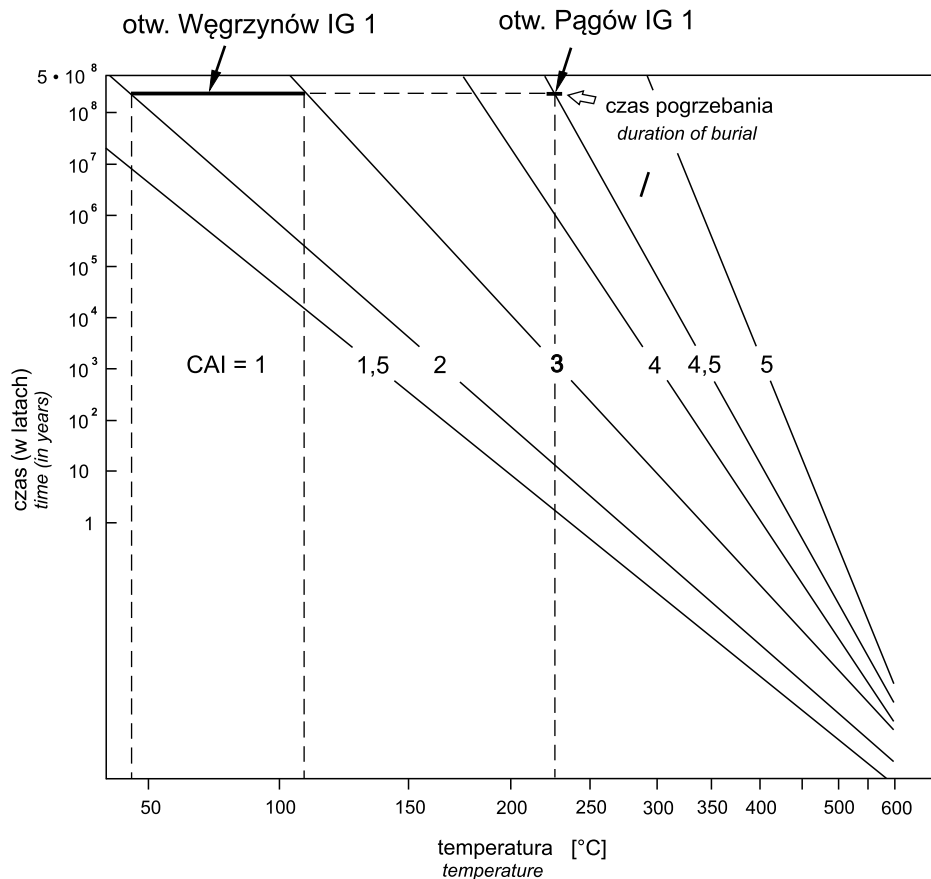


Fig. 3. Zakresy paleotemperatur dla utworów dewonu i karbonu w otworach Węgrzynów IG 1 i Pągów IG 1 na podstawie wykresu Arrheniusa (wg Epstein i in., 1977)

Palaeotemperature ranges of Devonian and Carboniferous rocks in the Węgrzynów IG 1 and Pągów IG 1 boreholes derived from Arrhenius plot (after Epstein *et al.*, 1977)

dewonu górnego na omawianym obszarze, a także w innych rejonach masywu małopolskiego, wynosił ok. 60–70 mln lat. Z uzyskanych danych o wysokiej paleotemperaturze skał dewonu wynika, że w rejonie Pągowa utwory te musiałyby się znaleźć pod nakładem ok. 7000–8000 m utworów karbonu, przy zachowaniu współczesnego stopnia geotermicznego. Jednak takie wartości nie wchodzą w rachubę, ponieważ, jak wyżej oszacowano, maksymalna miąższość utworów karbonu na obszarze masywu małopolskiego nie przekraczała najprawdopodobniej 3000 m (Jurkiewicz, 1975, 2000).

Przytoczone dane wskazują, że wysoka paleotermika skał dewonu górnego w rejonie Pągowa nie była spowodowana głębokim pogrzebaniem, lecz podobnie jak w rejonie Węgrzynowa, wysoką wartością paleogradientu geotermicznego w karbonie na obszarze frontu nasunięć waryscyjskich (Majorowicz i in., 2003; Mazur i in., 2006, 2010; Narkiewicz, 2007). Znacznie wyższe niż w Węgrzynowie paleotemperature skał dewonu Pągowa dowodzą, że dodatkowym źródłem podgrzania był podwyższony strumień ciepły związany najprawdopodobniej ze strefą głębokiego rozłamu tektonicznego. O obecności tej strefy w okolicy Pągowa, objętej waryscyjską aktywnością orogeniczną i tektoniczną, wskazują także wyniki badań rozkładu współczesnego gra-

dientu geotermicznego w tym rejonie. Strefa ta znajduje się w południowym zasięgu obszaru o wysokiej wartości strumienia ciepłego, położonego pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim a Radomskiem, gdzie gradient geotermiczny osiąga ponad 30°C/km (Majorowicz i in., 1983, 2003).

O podwyższonym strumieniu ciepłym obszarów położonych w rejonie głęboko zakorzenionych stref dyslokacyjnych świadczy przykład pochodzący z Gór Świętokrzyskich. Na obszarze tym, w obrębie strefy tektonicznej na południe od uskoku świętokrzyskiego obejmującej centralną część synklinorium kielecko-łagowskiego, stwierdzono silne podgrzanie górnodewońskich konodontów do CAI 3,5, podczas gdy konodonty tego samego wieku występujące w skałach leżących poza tą strefą wykazują słabe podgrzanie do wartości CAI 1–1,5 (Belka, 1990; Malec, 2002b; Narkiewicz, Malec, 2005). Strefa ta oddziela dwa obszary odpowiadające ogólnie regionom kieleckiemu i łysogórskiemu, o różnej historii paleotermicznej od kambru do dewonu (Szczepanik, 1997; Malec, 2000, 2002b, 2005; Narkiewicz, 2000, 2002; Narkiewicz i in., 2011). Strefa tektoniczna rozgraniczająca w Górach Świętokrzyskich dwa obszary o różnej paleotermice ciągnie się najprawdopodobniej do rejonu Pągowa i dalej na zachód (fig. 1).

W stosunku do stopnia podgrzania skał dewonu i karbonu w otworze Węgrzynów IG 1 (CAI 2–3) i dewonu górnego w otworze Pągów IG 1 (CAI 4,5), gdzie stwierdzono wysoki i bardzo wysoki stopień dojrzałości termicznej materii organicznej, w utworach triasu odnotowano stosunkowo niski stopień jej podgrzania (CAI 1–1,5). Niski poziom dojrzałości termicznej materii organicznej w utworach węglanowych wapienia muszlowego wskazuje, że podgrzanie skał dewoń-

skich i dolnokarbońskich z rejonu Węgrzynowa i Pągowa, a najprawdopodobniej także na całym obszarze masywu małopolskiego, miało miejsce przed triasem. Trwało ono najprawdopodobniej ok. 60–70 mln lat, przed wypiętrzaniem obszaru masywu małopolskiego w późnym karbonie. W przypadku rejonu Pągowa okres ten był najprawdopodobniej krótszy z uwagi na silniejszy strumień cieplny związany ze strefą dyslokacyjną.

PALEOTEMPERATURY I HISTORIA TERMICZNA OBSZARÓW PRZYLEGLYCH

POŁUDNIOWA CZĘŚĆ MASYWU MAŁOPOLSKIEGO

W południowej części masywu małopolskiego (fig. 1), na podstawie wskaźnika CAI rozpoznano paleotemperaturę w profilach otworów wiertniczych Tropiszów 1, Niwki 3 i Zalesie 1 (Belka, 1993). W pierwszym z otworów, odwierconym na wschód od Krakowa, w utworach famenu CAI wynosi 3–4, a turneju – 3. Według Belki (*op. cit.*), jego wysoka wartość jest związana z lokalizacją otworu w pobliżu strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec. W leżącym dalej na wschód otworze Niwki 3, w utworach famenu odnotowano CAI 1,5–2, a turneju – CAI 1. W położonym nieopodal otworze Zalesie 1 utwory wizenu charakteryzuje CAI 1. W opinii Belki (*op. cit.*), wartość wskaźnika CAI w utworach dewonu i karbonu ostatnich dwóch profili została uzyskana głównie przez nadkład osadów miocenu.

ZACHODNIA CZĘŚĆ MASYWU MAŁOPOLSKIEGO

W stosunku do obszaru centralnej części masywu małopolskiego znacznie więcej danych o paleotemperaturze i historii termicznej skał paleozoicznych uzyskano z obszaru leżącego na pograniczu masywu małopolskiego i masywu górnośląskiego. Obie jednostki, o odmiennej budowie i historii geologicznej, rozdziela strefa tektoniczna Kraków–Lubliniec o szerokości ok. 500 m (Buła i in., 1997; Habryn i in., 2014). Na obszarze położonym pomiędzy Krakowem a Zawierciem, w wielu otworach wiertniczych zbadano utwory węglanowe w wieku od ordowiku do dewonu, z których uzyskano konodonty do badań wskaźnika CAI.

W rejonie Żarek, na północny wschód od Zawiercia, w dolomitach syluru wielkości CAI wahają się od 3,5 do 5, przeciętnie wynoszą 4. Według Belki i Siewniak (1996), stosunkowo ujednoliconą wielkość tego wskaźnika powstała w rezultacie stosunkowo dużego gradientu paleotermicznego (w granicach 60–70°C/km), uwarunkowanego blisko położoną strefą tektoniczną Kraków–Lubliniec. W skrajnie zachodniej części masywu małopolskiego, w rejonie Zawiercia, przy kontakcie z blokiem górnośląskim, w zmetamorfizowanych utworach węglanowych ordowiku i syluru stwierdzono bardzo wysoką wartość wskaźnika CAI 6–8, wskazującą na podgrzanie skał w granicach 410–650°C. Tak silne podgrzanie zostało wywołane wysokim strumieniem cieplnym pocho-

dzącym ze zlokalizowanych w pobliżu intruzji magmowych, które są datowane na późny karbon–wczesny perm (Narkiewicz, Nehring-Lefeld, 1993; Nawrocki i in., 2010).

MASYW GÓRNOŚLĄSKI

We wschodniej części masywu górnośląskiego, na obszarze położonym w zasięgu oddziaływania strefy uskoku Kraków–Lubliniec, w skałach dewonu górnego wartość wskaźnika CAI jest nieregularnie rozprzestrzeniona i wynosi od 1 do 5. Na obszarze tym tło regionalne paleotemperatury skał dewonu górnego wynosi ok. CAI 1–2, z tendencją do wzrostu w kierunku strefy dyslokacyjnej Kraków–Lubliniec. W rejonie Dębniaka, w pobliżu intruzji wulkanicznych wartość CAI wzrasta od 4 do 5 (Belka, 1993). W tej części masywu górnośląskiego CAI dla utworów żywetu wynosi 2–5, franu – od 2 do 4, a turneju – od 1 do 3. W rejonie Kluczy CAI w utworach żywetu ma wartość 2,5–3, w utworach franu i famenu – od 2 do 2,5, a karbonu – 2 (Belka, Siewniak, 1996). Na obszarze masywu górnośląskiego niski wskaźnik CAI, o wartości 1, jest dla wapienia muszlowego (Narkiewicz, Nehring-Lefeld, 1993; Repeteski, Narkiewicz, 1996). We wschodniej części masywu górnośląskiego, w granicach zasięgu karbonu, na dojrzałość termiczną utworów wpłynął stosunkowo wysoki (do 50°C/km) gradient geotermiczny (Belka, 1993). Na obszarze położonym bliżej wschodniej krawędzi masywu górnośląskiego paleotemperatura skał została osiągnięta w efekcie podwyższonego strumienia cieplnego związanego ze strefą tektoniczną Kraków–Lubliniec, a lokalnie pod wpływem waryscyjskich intruzji magmowych.

GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE

Na obszarze Gór Świętokrzyskich dane o paleotemperaturze osadów i historii paleotermicznej uzyskano na podstawie badań wskaźnika CAI konodontów, dojrzałości termicznej materii organicznej zawartej w szczątkach akritarch, analizy biomarkerów i refleksyjności wityrnytu. Badania wskaźnika CAI ujawniły jego wysoką wartość (do CAI 3,5) w utworach dewonu znajdujących się w strefie leżącej bezpośrednio na południe od uskoku świętokrzyskiego, na obszarze centralnej części synklinorium kielecko-łagowskie-

go, oraz znacznie mniejszą (CAI 1–1,5) na obszarze położonym bezpośrednio na południe (Belka, 1990; Malec, 2002b; Narkiewicz, Malec, 2005), utożsamianym z północną granicą masywu małopolskiego (Pożaryski i in., 1992; Pożaryski, Tomczyk, 1993). W utworach dewonu regionu łysogórskiego, wartość wskaźnika przeobrażenia barw konodontów wzrasta od CAI 1,5 (w dewonie górnym) do CAI 3 (w dewonie dolnym) z anomaliami termicznymi w obrębie stref tektonicznych (Malec, 2002b; Narkiewicz, Malec, 2005). Badania biomarkerów wykazały także niski stopień dojrzałości termicznej materii organicznej w regionie kieleckim z wyjątkiem centralnej części synklinorium kielecko-łagowskiego i północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Z badań biomarkerów wynika, że na stopień dojrzałości termicznej utworów dewonu wpłynęła miąższość nadkładu i waryscyjska anomalia termiczna (Marynowski, 1997, 1999; Marynowski, Czechowski, 1999). Badania paleoter-

miczne wykonane na podstawie stopnia uwęglenia akritarch kambryjskich, ordowickich i sylurskich wykazały dużo wyższy stopień podgrzania substancji organicznej w regionie łysogórskim i zdecydowanie mniejszy w regionie kieleckim (Szczepanik, 1997, 2001, 2002; Malec, 2000). Niski stopień uwęglenia materii organicznej w utworach węglanowych permu i środkowego triasu (CAI 1–1,5) na obrzeżeniu paleozoiku świętokrzyskiego wskazuje, że dojrzałość termiczna utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich została uzyskana przed wydzwignięciem tego obszaru w waryscyjskim cyklu diastroficznym (Belka, 1990; Szczepanik, Malec, 2001; Marynowski i in., 2002; Narkiewicz i in., 2010). Na wyższy stopień dojrzałości termicznej utworów leżących bezpośrednio na południe od uskoku świętokrzyskiego wpłynął podwyższony strumień ciepły związany z głęboką dyslokacją tektoniczną.

PERSPEKTYWY WYSTĘPOWANIA WĘGLOWODORÓW

Wysoki wskaźnik CAI – 4,5, odnotowany w dewonie otworu Pągów IG 1, świadczy o przejrzałych termicznie utworach franu i famentu na tym obszarze. Ze schematu przedstawiającego zależność metamorfizmu organicznego od paleotemperatury wynika (fig. 2), że utwory te są pozbawione węglowodorów, lub że można się w nich spodziewać najwyżej obecności metanu. Ślady tego ostatniego zostały stwierdzone w tym otworze w obrębie utworów franu (Jurkiewicz, 1975).

Dotychczasowe obserwacje prowadzone w otworze Węgrzynów IG 1 ujawniły widoczną makroskopowo obecność bituminów w utworach dewonu środkowego i górnego (Jurkiewicz, 1973, 1975). Są one potwierdzeniem teoretycznych przesłanek wskazujących na możliwość ich występowania i wygenerowania, a wynikających z analizy wartości wskaźnika CAI. W utworach franu i famentu bitumicznosc przejawia się w postaci zapachu i nacieków ropy naftowej oraz obecności bitumicznego kalcytu i bitumicznych wapieni. Wymienione objawy stwierdzone w tym profilu na głęb. 1620,4–2113,9 m (Jurkiewicz, 1973). W interwale tym profil litologiczny dewonu jest reprezentowany przez wapień ziarnisty franu oraz wapień i margle bitumiczne famentu. Te ostatnie występują na głęb. 1620,4–1952,8 m, w zakresie konodontowych poziomów dolny/środkowy

triangularis–dolny/ środkowy *marginifera* (Malec, 2015).

Przejawów obecności bituminów nie stwierdzono w utworach starszych – dolnofrańskich, wykształconych w postaci wapieni ziarnistych ze styliolinami oraz w młodszych, złożonych z wapieni gruzłowych górnego famentu (*op. cit.*). W omawianym profilu dyskutowane utwory franu i famentu, bogate w różnorodne objawy bituminizacji, mieszczą się w interwale, który w skali przeobrażenia barw konodontów (CAI) jest ograniczony wskaźnikiem 2,5. Z danych uzyskanych przy pomocy wykresu Arrheniusa (Epstein i in., 1977) wynika, że przybliżony zakres paleotemperatury, którym były objęte te osady, wynosił ok. 70–90°C (fig. 3). Mieści się on w dolnej części okna ropnego (fig. 2), według schematu obrazującego następstwo facjalne metamorfizmu organicznego (Nowlan, Barnes, 1987).

Ślady bituminów stwierdzono także w profilu dewonu górnego w otworze Pągów IG 1 (Jurkiewicz, 1975, 1976). Objawy ropy naftowej odnotowane w utworach dewonu środkowego i górnego oraz gazu ziemnego w utworach karbonu (otwór Milianów IG 1) wskazują na perspektywiczność tych formacji skalnych w aspekcie poszukiwań bituminów na obszarze centralnej części masywu małopolskiego (Jurkiewicz, 1965, 1970).

UWAGI KOŃCOWE

W profilu otworu Węgrzynów IG 1 mała wartość CAI dla triasu (1) wskazuje, że materia organiczna zawarta w konodontach dewonu górnego i karbonu dolnego została podgrzana przed triasem. Maksymalny czas pogrzebania utworów dewonu górnego i karbonu dolnego można określić na 60–70 mln lat. Obejmowałby on przedział czasu za-

warty między sedymentacją utworów dewonu górnego a wynurzeniem masywu małopolskiego w późnym karbonie, najprawdopodobniej w późnym namurze.

Utwory triasu na obszarze masywu małopolskiego nie były poddane silnemu podgrzaniu. Mieszczą się one w zakresie niedojrzałego i początkowego metamorfizmu organicznej-

go. Jedynie w otworach wiertniczych Włoszczowa IG 1 i Gidle 2 były poddane wyższemu podgrzaniu (do ok. 50–90°C), do wstępnego etapu dojrzałości termicznej substancji organicznej, obejmującego fazę początkowego dojrzewania i być może wczesną fazę okna ropnego (fig. 2).

Skąły dewonu wykazują zmienną wartość dojrzałości termicznej. W otworze Węgrzynów IG 1, utwory żywetu i franu dolnego są przejrzale termicznie lub obejmują górny zakres dojrzałości termicznej. Znaczna część profilu franu i famenu jest dojrzała termicznie i mieści się w zakresie okna ropnego. Podobną charakterystykę mają w tym otworze utwory karbonu dolnego należące do wizenu (fig. 2, tab. 1). Skąły najwyższego famenu, turneju i dolnego wizenu zostały podgrzane do temperatury 60–80°C, a do temperatury ok. 90–110°C – utwory żywetu górnego, franu i famenu dolnego (fig. 3). W otworze Pągów IG 1 utwory dewonu górnego, franu i famenu wyróżniają się wysokimi wartościami dojrzałości termicznej (tab. 1). Występująca w nich materia organiczna jest zdecydowanie przejrzala termicznie. Została ona podgrzana do temperatury najprawdopodobniej wyższej niż 230°C (fig. 3).

Duży kontrast paleotermiczny między utworami młodszego paleozoiku: dewonu i karbonu, a przykrywającymi je utworami triasu, stwierdzony w profilach wiertniczych Węgrzynów IG 1 i Pągów IG 1, sugeruje, że skąły dewonu

i karbonu osiągnęły dojrzałość termiczną w późnym karbonie, przed ich wydzwignięciem w orogenezie waryscyjskiej. W profilu Węgrzynowa i Pągowa wysoka wartość paleotermiczna skał dwonu i karbonu została osiągnięta głównie podwyższonym strumieniem ciepłym związanym z frontem nasunięć waryscyjskich, a tylko podrzędnie z wielkością nadkładu osadów. Od późnego karbonu do dzisiaj rejon Pągowa znajduje się w obrębie obszaru o wyraźnie podwyższonym strumieniu ciepłym, położonego prawdopodobnie w pobliżu waryscyjskiej strefy tektonicznej.

Objawy ropy naftowej i gazu ziemnego stwierdzone w utworach dewonu i karbonu centralnej części masywu małopolskiego wskazują na ich perspektywiczność w aspekcie poszukiwań bituminów.

Podziękowania. Autor dziękuje profesorowi Zdzisławowi Belce za udostępnienie wycechowanego wzorca CAI konodontów oraz konstruktywne uwagi odnoszące się do tekstu recenzowanej pracy, doktorowi Mariuszowi Paszkowskiemu za dyskusje dotyczące problematyki orogenu waryscyjskiego w Polsce, a profesorowi Zdzisławowi Migaszewskiemu za przetłumaczenie tekstu na język angielski.

Badania wykonano ze środków przeznaczonych na działalność statutową Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, w ramach projektu badawczego nr 6.20.1590.00.0.

LITERATURA

- BELKA Z., 1990 — Thermal maturation and burial history from conodont colour alteration data, Holy Cross Mountains, Poland. *Cour. Forsch.-Inst. Senck.*, **118**: 241–251.
- BELKA Z., 1991 — Conodont colour alteration patterns in Devonian rocks of the eastern Anti-Atlas, Morocco. *J. Afr. Earth Sci.*, **12**, 3: 417–428.
- BELKA Z., 1993 — Thermal and burial history of the Cracow-Silesia region (southern Poland) assessed by conodont CAI analysis. *Tectonophysics*, **227**: 161–190.
- BELKA Z., SIEWNIAK-MADEJ A., 1996 — Thermal maturation of the Lower Palaeozoic strata in the southwestern margin of the Małopolska Massif, southern Poland: no evidence for Caledonian regional metamorphism. *Geol. Rundsch.*, **85**: 775–781.
- BELKA Z., 1982 — Upper Visean conodonts from Orlej in the Cracow Upland: stratigraphical and paleothermal implications. *Acta Geol. Pol.*, **32**, 1/2: 57–67.
- BUŁA Z., JACHOWICZ M., ŻABA J., 1997 — Principal characteristic of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (southern Poland). *Geol. Mag.*, **134**, 5: 669–677.
- CHOROWSKA M., 1972 — Konodonty dewonu górnego i karbonu dolnego z profilu Węgrzynów IG 1 (Niecka Miechowska). *Biul. Inst. Geol.*, **233**: 161–208.
- EPSTEIN A.G., EPSTEIN J.B., HARRIS L.D., 1977 — Conodont Color Alteration – an Index to Organic Metamorphism. *US Geol. Surv. Prof. Paper*, **995**: 1–27.
- FRANCU E., FRANCU J., KALVODA J., POELCHAU H. S., OTAVA J., 2002 — Burial and uplift history of the Palaeozoic Flysch in the Variscan foreland basin (SE Bohemian Massif, Czech Republic). *EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Series*, **1**: 167–179.
- GROTEK I., MATYJA H., SKOMPSKI S., 1998 — Dojrzałość termiczna materii organicznej w osadach karbonu obszaru radosko-lubelskiego i pomorskiego. *Prace Państw. Inst. Geol.*, **165**: 245–254.
- HABRYN R., BUŁA Z., NAWROCKI J., 2014 — Strefa tektoniczna Kraków–Lubliniec na odcinku krakowskim w świetle danych uzyskanych z nowych otworów badawczych Trojanowice 2 i Cianowice 2. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **459**: 45–60.
- HAYDUKIEWICZ J., 1998 — Latest Devonian conodonts from an olistolith in the northern part of the Góry Bardzkie, West Sudetes. *Geologia Sudetica*, **31**: 61–68.
- JURKIEWICZ H., 1965 — Problemy strukturalne niecki Nidy i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz możliwość występowania na tych obszarach ropy naftowej i gazu. *Prz. Geol.*, **13**, 8: 339–342.
- JURKIEWICZ H., 1970 — Perspektywy ropo- i gazonośności centralnej części niecki Nidy. *Surówce mineralne*, **4**: 91–105.
- JURKIEWICZ H. (red.), 1973 — Węgrzynów IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **7**.
- JURKIEWICZ H., 1975 — Budowa geologiczna podłoża centralnej części niecki miechowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **283**: 5–100.
- JURKIEWICZ H. (red.), 1976 — Pągów IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **33**.
- JURKIEWICZ H., 2000 — Litostratygrafia i paleogeografia karbonu centralnej części niecki miechowskiej. *Prace Inst. Geogr. WSP w Kielcach*, **4**: 127–147.
- JURKIEWICZ H., SZCZERBA A., 1976 — Wyniki badań termicznych centralnej części niecki miechowskiej i przyległego obszaru Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, **296**: 129–164.

- JURKIEWICZ H., ŻAKOWA H., 1969 — Nowe dane o paleozoiku w podłożu Niecki Nidziańskiej. *Kwart. Geol.*, **13**, 2: 284–299.
- JURKIEWICZ H., ŻAKOWA H., 1972 — Rozwój litologiczno-paleogeograficzny dewonu i dolnego karbonu w Niece Nidziańskiej. *Kwart. Geol.*, **16**, 4: 817–850.
- LITTKER R., BÜKER C., HERTLE M., KARG H., STROETMANN-HEINEN V., ONCKEN O., 2000 — Heat flow evolution, subsidence and erosion in the Rheno-Hercynian orogenic wedge of central Europe. *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, **179**: 2321–255.
- MAJOROWICZ J., MAREK S., ZNOSKO J., 1983 — Paleogeotermika centralnego i południowo-wschodniego Niziu Polskiego i jej wpływ na generowanie i zachowanie węglowodorów. *Kwart. Geol.*, **27**, 1: 1–24.
- MAJOROWICZ J.A., CERMAK V., SAFANDA J., KRZYWIEC P., WRÓBLEWSKA M., GUTERCH A., GRAD M., 2003 — Heat flow models cross the Trans-European Suture Zone in the area of the POLONAISE'97 seismic experiment. *Phys. Chem. Earth*, **28**: 375–391.
- MALEC J., 2000 — Wstępne dane o przeobrażeniach termicznych materii organicznej w szarogłazach górnego syluru Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **56**: 109–111.
- MALEC J., 2001 — Wyniki badań konodontowych utworów dewonu i karbonu w profilach otworów wiertniczych Pągów IG-1 i Węgrzynów IG-1 (niecka Nidy). *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **57**: 132–134.
- MALEC J., 2002a — Wyniki badań paleotermicznych utworów dewonu, karbonu i triasu niecki Nidy na podstawie wskaźnika CAI. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **58**: 134–136.
- MALEC J., 2002b — Obraz paleotermiki skał dewonu Gór Świętokrzyskich w świetle badań wskaźnika CAI. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **58**: 148–151.
- MALEC J., 2005 — O rozłamie w skorupie ziemskiej pod Kielcami. *W: V Kielecki Festiwal Nauki*, 16–26 września 2004. Prezentacje festiwalowe: 46–47.
- MALEC J., 2013 — Stratygrafia osadów dewonu i karbonu w profilach otworów wiertniczych Pągów IG 1 i Węgrzynów IG 1. *W: VII Świętokrzyskie Spotkania Geologiczno-Geomorfologiczne*. Busko-Zdrój, 22–24 maja 2013. Georóżnorodność Ponięcia na tle innych obszarów północnej części zapadliska przedkarpackiego. Materiały konferencyjne: 51–52.
- MALEC J., 2015 — Biostratygrafia osadów dewonu i karbonu z centralnej części masywu małopolskiego na podstawie konodontów. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **462**: 41–82.
- MARYNOWSKI L., 1997 — Stopień dojrzałości materii organicznej ze skał węglanowych dewonu Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **45**, 9: 899–903.
- MARYNOWSKI L., 1999 — Stopień przeobrażenia termicznego materii organicznej w skałach dewonu Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **47**, 12: 1125–1129.
- MARYNOWSKI L., CZECHOWSKI F., 1999 — Terfenyle – nowa grupa biomarkerów występująca w osadach paleozoiku Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **47**, 1: 87–92.
- MARYNOWSKI L., SALAMON M., NARKIEWICZ M., 2002 — Thermal maturity and depositional environments of organic matter in the post-Variscan succession of the Holy Cross Mountains. *Geol. Quart.*, **46**, 1: 25–36.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., OBERCZIEDZIC T., 2006 — The Variscan Orogen in Poland. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 89–118.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., TURNIAK K., KRZEMIŃSKI L., MASTALERZ K., GÓRECKA-NOWAK A., KUROWSKI L., KRZYWIEC P., ŻELAŻNIEWICZ A., FANNING M. C., 2010 — Uplift and late orogenic deformation of the Central European Variscan belt as revealed by sediment provenance and structural record in the Carboniferous foreland basin of western Poland. *Int. J. Earth Sci.*, **99**, 1: 47–64.
- MCCANN T., PASCAL C., TIMMERMAN M.J., KRZYWIEC P., LOPEZ-GOMEZ J., WETZEL A., KRAWCZYK C.M., RIEKE H., LAMARCHE J., 2006 — Post-Variscan (end Carboniferous–Early Permian) basin evolution in Western and Central Europe. *Geol. Soc. Spec. Publ. Memoirs London*, **32**: 355–388.
- NARKIEWICZ K., NEHRING-LEFELD M., 1993 — Zastosowanie wskaźników CAI w analizie basenów sedymentacyjnych. *Prz. Geol.*, **41**, 11: 757–763.
- NARKIEWICZ K., GROTEK I., MATYJA H., 1998 — Dojrzałość termiczna materii organicznej w utworach górnodewońskich obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. *Prace Państw. Inst. Geol.*, **165**: 235–244.
- NARKIEWICZ K., MALEC J., 2005 — Nowa baza danych konodontowego wskaźnika przeobrażeń termicznych (CAI). *Prz. Geol.*, **53**, 1: 33–37.
- NARKIEWICZ M., 2000 — Early Palaeozoic history of the Holy Cross Mountains in view of subsidence and thermal data. *W: Joint Meeting of EUROPROBE (TESZ) and PACE Project Zakopane/Holy Cross Mts., Poland*, Sept. 16–23, 2000. Abstracts. Warsaw.
- NARKIEWICZ M., 2002 — Ordovician through earliest Devonian development of the Holy Cross Mts. (Poland): constraints from subsidence analysis and thermal maturity data. *Geol. Quart.*, **46**, 3: 255–266.
- NARKIEWICZ M., 2007 — Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, **51**, 3: 231–256.
- NARKIEWICZ M., RESAK M., LITTKER R., MARYNOWSKI L., 2010 — New constraints on the Middle Palaeozoic to Cenozoic burial and thermal history of the Holy Cross Mts. (Central Poland): results from numerical modeling. *Geol. Acta*, **8**, 2: 189–205.
- NARKIEWICZ M., GRAD M., GUTERCH A., JANIK T., 2011 — Crustal seismic velocity structure of southern Poland: preserved memory of a pre-Devonian terrane accretion at the East European Platform margin. *Geol. Mag.*, **148**, 2: 191–210.
- NAWROCKI J., KRZEMIŃSKI L., PAŃCZYK M., 2010 — ⁴⁰Ar–³⁹Ar ages of selected rocks and minerals from the Kraków-Lubliniec Fault Zone, and their relation to the Paleozoic structural evolution of Małopolska and Brunovistulian terranes (S Poland). *Geol. Quart.*, **54**, 3: 289–300.
- NEHRING-LEFELD M., MODLIŃSKI Z., SWADOWSKA E., 1997 — Thermal evolution of the Ordovician in the western margin of the East-European Platform: CAI and Ro data. *Geol. Quart.*, **41**, 2: 129–139.
- NEHRING-LEFELD M., SWADOWSKA E., MODLIŃSKI Z., 1998 — Zmienność wskaźnika CAI i Ro w osadach ordowiku na zachodnim skłonie platformy wschodnioeuropejskiej. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **54**: 7–8.
- NOWLAN G.S., BARNES C.R., 1987 — Application of conodont colour alteration indices to regional and economic geology. *W: Conodonts: Investigative techniques and applications* (red. R.L. Austin): 188–202. *Brit. Micropalaeont. Soc.*
- POŻARYSKI W., GROCHOLSKI A., TOMCZYK H., KARNKOWSKI P., MORYC W., 1992 — Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. *Prz. Geol.*, **40**, 11: 643–651.
- POŻARYSKI W., TOMCZYK H., 1993 — Przekrój geologiczny przez Polskę południowo-wschodnią. *Prz. Geol.*, **41**, 10: 687–695.

- REJEBIAN V.A., HARRIS A.G., HUEBNER J.S., 1987 — Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism, and hydrothermal alteration. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **99**: 471–479.
- REPETSKI J. E., NARKIEWICZ M., 1996 — Conodont color and surface textural alteration in the Muschelkalk (Triassic) of the Silesian-Cracow Zn-Pb district, Poland. *Prace Państw. Inst. Geol.*, **154**: 113–121.
- SZCZEPANIK Z., 1997 — Preliminary results of thermal alteration investigations of the Cambrian acritarchs in the Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, **41**, 3: 257–264.
- SZCZEPANIK Z., 2001 — Acritarchs from Cambrian deposits of the southern part of the Łysogóry unit in the Holy Cross Mountains, Poland. *Geol. Quart.*, **45**, 2: 117–130.
- SZCZEPANIK Z., 2002 — Dojrzałość termiczna skał paleozoicznych Gór Świętokrzyskich w świetle badań wskaźnika TAI. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **58**: 141–144.
- SZCZEPANIK Z., MALEC J., 2001 — Reżim termiczny obszaru świętokrzysko-nidziańskiego oraz pozycja paleogeograficzna Gór Świętokrzyskich w świetle badań paleozoicznej flory i fauny. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- ZIEGLER P.A., SCHUMACHER M.E., DEZES P., VAN WEES J.D., CLOETINGH S., 2004 — Post-Variscan evolution of the lithosphere in the Rhine Graben area: constraints from subsidence modeling. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, **223**: 289–317.
- ŻAKOWA H., 1969 — Wstępna charakterystyka karbonu i dewonu z otworu Pągów IG 1 (Niecka Nidy). *Kwart. Geol.*, **13**, 3: 28–29.

SUMMARY

Based on the degree of conodont heating (CAI – Colour Alteration Index), the degree of thermal alteration of organic matter in Devonian, Carboniferous and Triassic rocks was determined in the Boża Wola IG 1, Brzegi IG 1, Gidle 2, Jaronowice IG 1, Pągów IG 1, Potok Mały IG 1, Węgrzynów IG 1 and Włoszczowa IG 1 boreholes from the central part of the Małopolska Massif (Fig. 1). Upper Devonian carbonate rocks display the CAI values in the range of 2 to 3 in the Węgrzynów IG 1 borehole, and up to 4.5 in the Pągów IG 1 borehole. By contrast, the CAI value in Lower Carboniferous (Tournaisian, Visean) carbonate rocks of the Węgrzynów IG 1 borehole is 2 (Table 1). The conodonts from the Triassic (Muschelkalk) carbonates are characterised by a relatively low value of thermal metamorphism that corresponds to the CAI of 1–1.5 (Table 2). The CAI values indicate that the Upper Devonian and Lower Carboniferous rocks of the Węgrzynów IG 1 borehole were heated at a temperature varying from 60 to 110°C, whereas the Upper Devonian rocks of the Pągów IG 1 borehole prove a temperature of at least 230°C (Figs. 2, 3). In the Małopolska Massif, the Triassic rocks were heated to a temperature of about 50–90°C.

The palaeotemperatures of the Devonian and Lower Carboniferous rocks in the Węgrzynów IG 1 borehole correlate with higher values of geothermal palaeogradient (50°C/km) in the area close to the Variscan front. The high CAI value (4.5) in the Pągów IG 1 borehole was not induced by deep burial, but by both strong Variscan heating in the Late Carboniferous and location near a fault zone. The low level of thermal maturity of organic matter in the Triassic rocks implies that heating of Devonian and Carboniferous rocks in the Małopolska Massif took place prior to the Triassic. This had proceeded for about 60–70 million years until the area was uplifted during the Variscan orogeny in the Late Carboniferous.

The Upper Devonian from Węgrzynów, with the CAI values of 2.5 corresponding to the lower part of oil window, is characterised by numerous traces of liquid hydrocarbons. The high CAI values (4.5) of the Upper Devonian rocks from Pągów provide evidence that Devonian sediments are overmature in this area. Consequently, these rocks do not exhibit any traces of liquid hydrocarbons. The presence of crude oil and natural gas in the Devonian and Carboniferous in the central part of the Małopolska Massif, respectively, indicates potential of these rocks for hydrocarbon exploration.