

AUTOREFERAT

1. Imię i Nazwisko: Katarzyna Narkiewicz

2. Posiadane dyplomy, stopnie naukowe/ artystyczne – z podaniem nazwy, miejsca i roku ich uzyskania oraz tytułu rozprawy doktorskiej.

Dyplom magistra geologii w zakresie paleozoologii uzyskany na Wydziale Geologii Uniwersytetu Warszawskiego w 1975 roku. Tytuł pracy magisterskiej: „Małżoraczki środkowodewońskie z rodziny Bufinidae z profilu Skały (Góry Świętokrzyskie)”.

Stopień doktora Nauk o Ziemi w zakresie geologii – stratygrafii nadany uchwałą Rady Naukowej Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie z dnia 25 października 2007 roku. Tytuł rozprawy doktorskiej: „Konodonty środkowo-dewońskie obszaru radomsko-lubelskiego: taksonomia, biostratygrafia i biofacje”.

3. Informacje o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych.

1975 - dziś

Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy

1975-1976 inżynier

1977-2007 asystent

2007-dziś adiunkt

4. Wskazanie osiągnięcia* wynikającego z art. 16 ust. 2 ustawy z dnia 14 marca 2003 r. o stopniach naukowych i tytule naukowym oraz o stopniach i tytule w zakresie sztuki (Dz. U. nr 65, poz. 595 ze zm.):

a) tytuł osiągnięcia naukowego:

Taksonomia i znaczenie biostratygraficzne płytkomorskich konodontów dewonu środkowego

b) autorzy i tytuły publikacji, rok wydania, nazwa wydawnictwa

Na osiągnięcie naukowe składają się następujące cztery publikacje:

1. **Narkiewicz K.** i Bultynck P. 2010. The Upper Givetian (Middle Devonian) *subterminus* Conodont Zone in North America, Europe and north Africa. *Journal of Paleontology* 84(4): 588-625.

2. **Narkiewicz K.** i Narkiewicz M. 2010. Mid Devonian carbonate platform development in the Holy Cross Mts. (central Poland): new constraints from the conodont *Bipennatus* fauna. *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie Abh.*, 255(3): 287-300.

3. **Narkiewicz K.** 2011. Biostratygrafia konodontowa dewonu środkowego obszaru radomsko-lubelskiego. W: Baseny dewońskie południowo-wschodniej Polski (red. M. Narkiewicz). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 196: 147-192.

4. **Narkiewicz K.** 2013. (w druku; opublikowane online: 27 grudnia 2013). Taxonomic revision and phylogenetic affinities of the conodont *Bipennatus montensis* (Weddige, 1977) from the Eifelian (Middle Devonian) of Poland. *Paläontologische Zeitschrift*. DOI 10.007/S12542-013-0218-9.

c) omówienie celu naukowego wymienionych prac i osiągniętych wyników oraz ich wykorzystania.

Konodony są podstawowym narzędziem stratygrafii dewonu, w tym jego środkowego oddziału. W dewonie środkowym płytkie morza epikontynentalne pokrywały większą część obszarów zarówno w Europie (w tym w Polsce) jak i w Ameryce Północnej (Ziegler, 1988). W tym czasie, podobnie jak w dewonie późnym, konodony występowały najliczniej w facjach głębszego morza, zwłaszcza pelagicznych lub hemipelagicznych. Ponieważ formy te na ogół miały też najszerze rozprzestrzenienie paleogeograficzne, to one właśnie posłużyły do opracowania t.zw. standardowej biozonacji o zastosowaniu globalnym (Ziegler i Sandberg, 1990; Clausen i in., 1993). Znacznie słabiej rozpoznane są środkowodewońskie konodony towarzyszące osadom płytkomorskim. Utrudnia to datowanie biostratygraficzne osadów z obrzeży basenów, gdzie zazębiają się facje morskie i lądowe. W konsekwencji, problematyczne staje się przeprowadzanie wiekowej korelacji osadów różnych stref basenów morskich oraz porównanie z osadami zbiorników lądowych.

Głównym celem moich badań było w tej sytuacji stworzenie lepszych podstaw dla zastosowania płytkowodnych konodontów środkowodewońskich w biostratygrafii ponadregionalnej, przez dokładniejsze rozpoznanie ich taksonomii i zasięgów stratygraficznych oraz odniesienie tych ostatnich do zonacji standardowej.

Punktem wyjścia do moich badań, prowadzonych sukcesywnie od 1995 r. był obszar radomsko-lubelski. W czasie dewonu środkowego był on częścią płytkiego, epikontynentalnego zbiornika morskiego usytuowanego na południowym obrzeżeniu kontynentu Old Redu (Laurosji). Frekwencja elementów konodontowych jest tu na ogół niska (<50 okazów w próbce) i dlatego dewon radomsko-lubelski był długo uznawany za nieperspektywiczny pod względem występowania szczątków konodontowych, a wykonywane tam badania miały charakter wrywkowy i dotyczyły głównie dewonu górnego (Szulczewski, 1972a, b; Matyja i Żbikowska, 1974; 1985; Nehring, 1979). Wyniki moich badań początkowo miały znaczenie głównie regionalne, służąc do datowania i korelacji jednostek litostratygraficznych w skali basenu. Zostały one podsumowane w rozprawie doktorskiej, obronionej w 2007 r. W ostatnich latach objęłam badaniami inne obszary w Polsce i na świecie w celu bardziej uniwersalnego zastosowania wyników prac biostratygraficznych dla korelacji ponadregionalnej oraz identyfikacji zdarzeń globalnych w tym eustatycznych, ewolucyjnych i innych.

Moje badania miały odmienny zasięg i charakter w odniesieniu do obu pięter środkowodewońskich, eiflu i żywetu. W dalszym ciągu, przedstawię więc ich wyniki w podziale na dwie części: (1) badania taksonomiczne, biostratygraficzne i filogenetyczne konodontów eifelskich (K. Narkiewicz i M. Narkiewicz, 2010; Narkiewicz, 2013 i częściowo K. Narkiewicz, 2011) i (2) badania taksonomiczne i biostratygraficzne konodontów żywetu oraz związana z nimi problematyka podziałów konodontowych dla facji płytkomorskich (Narkiewicz i Bultynck, 2010 i K. Narkiewicz, 2011).

Badania konodontów eiflu

Wyniki badań taksonomicznych i biostratygraficznych eiflu obszaru radomsko-lubelskiego zostały podsumowane w publikacji K. Narkiewicz (2011). Zgromadzona kolekcja liczy 126 elementów pochodzących z 2 profili wiertniczych, Świdno IG 1 i Szwejki IG 3. W jej obrębie zidentyfikowano 7 taksonów w randze gatunków i podgatunków, w tym 1 nieznany z obszaru Polski oraz jedną formę opisaną w otwartej nomenklaturze. Zasięgi stratygraficzne taksonów odniesiono do podziałów konodontowych zaprezentowanych w publikacji Narkiewicz i Bultyncka (2010). Umożliwiło to zidentyfikowanie w obrębie eiflu dwóch poziomów. Dane konodontowe przedstawiono na tle zmodyfikowanych podziałów litostratygraficznych (M. Narkiewicz, 2011 a, b). Zestawienie danych litostratygraficznych i biostratygraficznych umożliwiło korelację sukcesji osadowych i uszczegółowienie chronostratygrafii, a także przeanalizowanie związków z globalnymi zdarzeniami eustatycznymi (M. Narkiewicz i in., 2011a).

Na podstawie analizy biostratygraficznej ustalono bardziej lub mniej dokładnie dolną i górną granicę eiflu. Granica dewon dolny/dewon środkowy (ems/eifel) została ustalona w przybliżeniu w profilu Świdno IG 1 między najwyższą częścią ogniwa przewodowskiego a dolną częścią ogniwa gielczewskiego formacji telatyńskiej, a w profilu Szwejki IG 3 w najniższej części serii margli i iłowców wapnistrych. Granicę pięter eifel/żywet można wyznaczyć w przybliżeniu w wierceniu Szwejki IG 3 w środkowej części serii margli i iłowców wapnistrych.

Wyniki o największym znaczeniu ponadregionalnym uzyskałam w trakcie badań płytkomorskich dolomitów formacji wojciechowskiej z kamieniołomu Zachełmie położonego w północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich (K. Narkiewicz i M. Narkiewicz, 2010). Odkryłam tu unikatowy zespół konodontów należących do rodzaju *Bipennatus* Mawson 1993, a w szczególności do gatunku *Bipennatus montensis* (Weddige 1977). Całkowity stratygraficzny zakres występowania *B. montensis* odpowiada poziomowi *costatus* (dolny eifel). Wcześniej, wiek wspomnianych utworów był, na podstawie pośrednich przesłanek, szacowany w przedziale od eiflu do żywetu.

Początkowo materiał konodontowy pochodził z pojedynczej próbki (K. Narkiewicz i M. Narkiewicz, 2010), a później stwierdzony został jeszcze w sześciu innych próbkach (Narkiewicz, 2013). Zgromadzona kolekcja okazała się być największą na świecie w odniesieniu do badanego gatunku, co umożliwiło poprawienie jego pierwotnej diagnozy (Weddige, 1977), przedstawienie jego filogenezy, ewolucji, paleoekologii oraz całkowitego stratygraficznego zasięgu występowania (K. Narkiewicz i M. Narkiewicz, 2010; Narkiewicz, 2013).

W najstarszym zespole w profilu Zachełmia znaleziono formy podobne do rodzaju *Bipennatus* oraz do rodzaju *Ozarkodina* Branson i Mehl 1933. Szczegółowa analiza tych form wykazała, że rodzaj *Bipennatus* ewoluował z form ozarkodinowych na przelomie emsu i eiflu i w najwcześniejszym eiflu. W trakcie tego procesu zachodziło różnicowanie się wysokości ząbków, z których najniższe tworzyły się w części środkowej okazu, następowało boczne rozsunięcie się tych środkowych ząbków i powstanie zaczątkowej bruzdy między nimi (Narkiewicz, 2013).

Badania porównawcze wykazały ponadto ciągłość ewolucyjną między gatunkiem *Bipennatus montensis* a *Bipennatus bipennatus* (Bischoff i Ziegler 1956). W celu udowodnienia gradacji między tymi gatunkami zastosowałam, po raz pierwszy metodę fotografowania cienkich, ostrzopodobnych elementów konodontowych w świetle przechodzącym. Elementy konodontowe zbudowane są z przezroczystej materii hialinowej i tzw. substancji białej albidowej, nieprzezroczystej, która koncentruje się głównie w ząbkach

(Sweet, 1988). Dzięki zdjęciom w świetle przechodzącym mogłam obserwować rozkład obu typów substancji w okazach i wyciągnąć wnioski, co do sposobu i czasu powstawania ząbków. Dokładna analiza wykształcania się ząbków w coraz młodszych stratygraficznie okazach jednoznacznie wskazała na ciągłość filogenetyczną między *Bipennatus montensis* a *Bipennatus bipennatus*. Odkrycie to doprowadziło do rewizji rodzaju *Bipennatus* (Mawson, 1993) i linii filogenetycznej w obrębie tego rodzaju, a także pozwoliło na podniesienie uznawanych wcześniej za podgatunki taksonów *montensis* i *bipennatus* (Weddige, 1977; Mawson, 1993) do rangi gatunków.

W obrębie poszczególnych zespołów stwierdzono formy reprezentujące różne etapy ontogenezy *B. montensis* – od juvenilnych po dojrzałe (K. Narkiewicz i M. Narkiewicz, 2010; Niedźwiedzki i in. 2010, Informacje Dodatkowe). Wskazuje to na istnienie pierwotnej biocenozy przy braku silniejszej redepozycji, co wzmacnia wnioski biostratygraficzne. Badania paleoekologiczne wykazały, że *Bipennatus montensis* preferował obszary wewnętrznego szelfu, w pobliżu brzegu, bardzo płytkomorskie, ale dość spokojne, gdzie inne gatunki konodontowe pojawiały się niezwykle rzadko (K. Narkiewicz i M. Narkiewicz, 2010).

Wykorzystanie wyników. - Wyniki badań konodontowych profilu Zachełmia mają ważne implikacje biostratygraficzne, w skali regionalnej i szerszej. Wyniki te zostały wykorzystane do datowania charakterystycznego etapu rozwoju węglanowej sedymentacji dewońskiej w Górach Świętokrzyskich, w postaci jednolitych facji dolomitycznych bardzo płytkiego szelfu (K. Narkiewicz i M. Narkiewicz, 2010; por. Szulczewski, 1995). Rzuciły również nowe światło na problem identyfikacji globalnych cykli eustatycznych (Johnson i in., 1985) w rozwoju sedymentacji eiflu (K. Narkiewicz i M. Narkiewicz, 2010).

W wymiarze globalnym omawiane wyniki nabrały wyjątkowego znaczenia wobec odkrycia w Zachełmiu tropów wczesnych zwierząt czworonożnych (Niedźwiedzki i in., 2010). Kluczowa próbka z konodontami zlokalizowana była powyżej warstwy z tropami, co wskazywało, że nie mogą być one młodsze od poziomu *costatus*. Dzięki temu okazało się, że tropy te są najstarsze z dotychczas znajdowanych; informacja ta doprowadziła do całkowitej zmiany koncepcji ewolucyjnych dotyczących powstania Tetrapoda z wyspecjalizowanej grupy ryb (Janvier i Clément, 2010). W dużej mierze dzięki konodontom znalezisko tropów czworonogów uzyskało rangę przełomowego odkrycia uhonorowanego okładką w „Nature” (Niedźwiedzki i in., 2010).

Badania konodontów żywetu

W związku z bardzo rzadkim występowaniem indeksowych konodontów głębokomorskich na obszarach płytkich zbiorników, wyróżnienie tam kolejnych standardowych poziomów górnego żywetu i najniższego franu (*hermanni*, *disparilis* i dolny *falsiovalis* – por. Fig. 1) jest prawie niemożliwe. Dlatego w swoich badaniach podjęłam próbę korelacji podziałów dla obu obszarów facjalnych. Punktem przełomowym było udokumentowanie występowania w Polsce południowo-wschodniej, a jednocześnie po raz pierwszy w Europie, płytkowodnych faun *subterminus* i *Pandorinellina insita* (Narkiewicz, 2006; Narkiewicz i Bultynck, 2007). Wcześniej znane one były tylko z obszaru Ameryki Północnej (Klapper i in., 1971; Bunker i Klapper, 1984; Witzke i in., 1988; Rogers, 1998). Według autorów amerykańskich fauna *subterminus* odpowiadała mniej więcej standardowemu poziomowi *disparilis*. Dolną jej granicę określało pierwsze pojawienie się gatunku *Icriodus subterminus* Youngquist 1947, a górną - pierwsze pojawienie się *Pandorinellina insita* (Stauffer 1940). Faunę *subterminus* podzielono na części dolną i górną, a ich granica została określona przez pierwsze pojawienie się gatunków *Polygnathus*

angustidiscus Youngquist 1945 i *Mehlina gradata* Youngquist 1945. Niestety z powodu braku danych dotyczących pierwszego wystąpienia gatunków diagnostycznych nie udało się skorelować żadnej z tych granic z podziałem standardowym.

Na podstawie materiałów konodontowych z obszaru radomsko-lubelskiego i Gór Świętokrzyskich, północno-wschodniej Francji (Boulonnais), Ardenów belgijsko-francuskich, Kanady (Manitoba i północno-wschodnia Alberta), USA (stan Iowa), Maroko (wschodni AntyAtlas) i danych z literatury, Narkiewicz i Bultynck (2010) opracowali podział alternatywny dla górnego żywetu w facjach płytkomorskich. Podział ten, opracowany na podstawie taksonów zaliczanych do fauny *subterminus*, a w szczególności gatunku wskaźnikowego *Icriodus subterminus*, skorelowano z zonacją dla środowisk głębokomorskich (standardową). Szczegółowe badania taksonomiczne i biostratygraficzne gatunku *Icriodus expansus* Branson i Mehl 1938 umożliwiły też uzupełnienie podziału ikriodidowego dla środowisk nieco głębszego szelfu (Bultynck i Gouwy, 2008), przez wprowadzenie poziomu *expansus* w późnym żywecie.

Skoncentrowano się przede wszystkim na poprawnym zdiagnozowaniu obu kluczowych gatunków *Icriodus* i sprecyzowaniu ich pierwszego stratygraficznego pojawienia się w celu datowania dolnej granicy obu poziomów. Następnie zidentyfikowano górną granicę poziomów, skorelowano obie granice z podziałem standardowym i przedyskutowano stratygraficzne znaczenie nowych poziomów dla korelacji utworów późnego żywetu na całym świecie.

Poprawne zdiagnozowanie obu gatunków było szczególnie istotne ponieważ *I. subterminus* uważany był za takson długowieczny, występujący od poziomu *ensensis* (górnny eifel) (Belka i in., 1997) do dolnego poziomu *rhenana* (górnny fran dewonu górnego) (Ziegler i Sandberg, 1990). Z kolei *I. expansus* był często niepoprawnie identyfikowany w literaturze. Pierwszy z gatunków zrewidowano na podstawie materiału otrzymanego od Gilberta Klappera z obszaru klasycznego występowania fauny *subterminus* ze stanu Iowa. Natomiast *I. expansus* zrewidowano na podstawie materiału własnego i danych literaturowych. W obrębie form zaliczanych do *I. subterminus* wyróżniono, poza tym gatunkiem, również nowy gatunek *Icriodus cedarensis*. W każdym z tych taksonów opisano po dwa morfotypy α i β .

W celu określenia zakresu występowania *I. subterminus* i *I. expansus* przeanalizowano 45 taksonów towarzyszących obu gatunkom. W wyniku tej analizy opisano 2 nowe gatunki, poprawiono diagnozy 4 taksonów i zrewidowano zasięgi dalszych 9. Stwierdzono, że zakres stratygraficznego występowania *I. subterminus* jest węższy niż poprzednio uważano i obejmuje najwyższą część poziomu *hermanni* do poziomu MN 3 (dla morfotypu α) i MN 4 (dla morfotypu β) (por. Fig. 1). Natomiast *I. expansus* pojawia się u podstawy poziomu *hermanni*, a znika w poziomie MN 5 (*punctata*), prawie tak samo jak przedstawiono to wcześniej. Analiza zasięgów stratygraficznych umożliwiła także określenie dolnej i górnej granicy dla obu poziomów i przeprowadzenie wewnętrznego podziału poziomu *subterminus* (patrz Fig. 1).

Dolną granicę poziomu *subterminus* skorelowano z najwyższą częścią standardowego poziomu *hermanni*, a górną ustalono w miejscu pierwszego pojawienia się przedstawicieli rodzaju *Ancyrodella*. Górna granica została zatem przesunięta znacznie powyżej pierwotnej górnej granicy fauny *subterminus*, przy jednoczesnej rezygnacji z wydzielania osobnego poziomu *insita*. Zdecydowano się na takie rozwiązanie ponieważ okazało się, że gatunek *I. subterminus* jest ciągle licznie reprezentowany w faunie *insita*, a ponadto występowanie gatunku wskaźnikowego *Pandorinellina insita* silnie zależy od facji oraz dodatkowo od czynników lokalnych i często forma ta nie pojawia się w ogóle.

ODDZIAŁY	PIĘTRA	PODPIĘTRA (Bultynck 2007)	PODZIAŁY KONODONTOWE						PODZIAŁ SPOROWY DLA POMORZA ZACHODNIEGO										
			ALTERNATYWNE			"STANDARDOWY" (FACJE GŁĘBOKOMORSKIE)													
DEW. GRN.	FRAN		A. binodosa- A. pristina	S.D. (1984)	I. sym- metricus	Ziegler i Sandberg (1990)	Pa. transitans	MN 4	T. densus (Den)	Turnau i Narkiewicz (2011)									
D E W O N	Ś R O D K O W Y	Ż Y W E T	G Ó R N Y	I. subterminus	I. expansus	Ziegler i Sandberg (1990)	górny	górny M. falsiovalis	MN 2/3 MN 1		↑	G. aurita (Aur)							
							środkowy	dolny M. falsiovalis		S. norrisi									
							dolny	Ziegler i Klapper (1982)	K. disparilis		górny		dolny						
							D O L N Y	Ś R O D K O W Y	D O L N Y	Bultynck i Gouwy (2008)	I. difficilis		Bultynck (1987)	Klapper i Johnson (1990)	Sch. hermanni	górny	dolny	?	"G." extensa (Ex)
															P. latifossatus / semialternans	Ex 3			
															P. ansatus	Ex 2			
															P. rhenanus / varcus	↓			
															P. timorensis	Ex 1			
							EIFEL			I. regulari- crescens				P. ensensis					

Fig. 1. Korelacja podziałów konodontowych żywetu i dolnego franu dla facji płytkowodnych przybrzeżnych, środkowego-zewnętrzznego szelfu i podziału standardowego (facje zewnętrznego szelfu i skłonu kontynentalnego) (Narkiewicz i Bultynck, 2010). Dodatkowo przedstawiono korelację z podziałem opartym na sporach (Turnau i Narkiewicz, 2011)

Dolną granicę środkowego podpoziomu *subterminus* ustalono w interwale pierwszego pojawienia się gatunków *P. angustidiscus* i *Mehlina gradata*, a dolna granica górnego podpoziomu została określona przez przedział pierwszego wystąpienia taksonów *Pa. insita* i *Skeletognathus norrisi* (Uyeno 1967). W każdym z podpoziomów wytypowano także ułatwiające rozpoznanie poszczególnych jednostek taksony charakterystyczne, współwystępujące z gatunkiem wskaźnikowym *I. subterminus* i gatunkami definiującymi granice. Dla dolnego podpoziomu *subterminus* są to *Icriodus cedarensis* n. sp. (opisany w omawianej pracy), *Schmidtognathus latifossatus* (Wirth 1967) i *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde 1879, dla środkowego *Polygnathus pollocki* Druce 1976, a dla górnego *Polygnathus webbi* Stauffer 1938. W wyniku analizy kolekcji własnych i danych publikowanych wykazano, że cały poziom *subterminus* lub niektóre jego podpoziomy występują na kontynencie Old Redu (Laurosja) w tym w USA, Kanadzie, na obszarze Francji, Belgii i Polski oraz w północno-zachodniej części kontynentu Gondwany w Maroku.

Dolną granicę ikriodidowego poziomu *expansus* skorelowano z podstawą standardowego poziomu *hermanni* i jednocześnie ze stropem poziomu *difficilis* (Fig. 1) na podstawie pierwszego stratygraficznego pojawienia się wskaźnikowego gatunku *Icriodus expansus*. Górną granicę skorelowano z podstawą poziomu *Icriodus symmetricus* (Sandberg i

Dreesen, 1984). Nie zdecydowano się skorelować tej granicy ze stropem poziomu *subterminus* ponieważ *I. expansus* i *I. subterminus* preferują inne facje i rzadko razem współwystępują. *Icriodus tafilaltensis* n. sp. (opisany w omawianej publikacji) jest gatunkiem charakterystycznym poziomu *expansus* ułatwiającym jego identyfikację, a jego stratygraficzny zakres występowania prawie pokrywa się z zasięgiem gatunku *I. expansus*.

Podziały konodontowe oraz wnioski taksonomiczne przedstawione w publikacji Narkiewicz i Bultyncka (2010) stały się podstawą do weryfikacji danych z obszaru radomsko-lubelskiego zaprezentowanych we wcześniejszej pracy Narkiewicz i Bultyncka (2007). W tej wcześniejszej pracy zidentyfikowano 38 taksonów i na nowo określono całkowite zasięgi stratygraficzne 11 z nich. Zasięgi odnoszono do zonacji standardowej (Ziegler i Sandberg, 1990; Marshall i House, 2000; Klapper i Johnson, 1990), podziału alternatywnego Bultyncka (1987) oraz do „endemicznego”, stosowanego jedynie w Ameryce Północnej podziału skonstruowanego na podstawie faun *subterminus* i *insita* (Rogers, 1998; Klapper i in., 1971). Efektem tych badań było zidentyfikowanie 5 żyweckich poziomów konodontowych i ich korelacja na całym badanym obszarze.

W publikacji K. Narkiewicz (2011) zweryfikowano nie tylko przedstawione już wcześniej dane, ale także przeanalizowano i zaprezentowano materiał dotychczas niepublikowany z profili Strzelce IG 2, Świdno IG 1, Szwejki IG 3 i Krowie Bagno IG 1. Ogółem zidentyfikowano 51 taksonów należących w większości do rodzajów *Polygnathus* i *Icriodus*. Trzydzieści taksonów opisano w części systematycznej w tym 10 po raz pierwszy znalezionych w Polsce. Przedstawienie nowych taksonów wiązało się z koniecznością zestawienia po raz pierwszy w języku polskim spójnej terminologii opisowej dla dwóch kluczowych rodzajów. Ponadto zweryfikowano oznaczenia 12 taksonów z prac Malca i in. (1996), K. Narkiewicz i M. Narkiewicza (1998) oraz Narkiewicz i Bultyncka (2007). Zasięgi stratygraficzne taksonów odniesiono do podziałów konodontowych zaprezentowanych w pracy Narkiewicz i Bultyncka (2010). Umożliwiło to identyfikację 6 poziomów w obrębie żywetu. Nowością w stosunku do wcześniejszej pracy Narkiewicz i Bultyncka (2007) było stwierdzenie na badanym obszarze poziomu *subterminus* z jego trzema podpoziomami oraz dolnego poziomu *falsiovalis*. Dane konodontowe przeanalizowano na tle nowego szkieletu litostratygraficznego (M. Narkiewicz 2011 a, b), co umożliwiło dokładniejszą korelację wiekową profili i datowanie granic litofacjalnych. Zastosowanie zrewidowanej biostratygrafii konodontowej pozwoliło też na udokumentowanie roli zdarzeń eustatycznych i tektonicznych w kształtowaniu architektury depozycyjnej (M. Narkiewicz i in. 2011a).

Na podstawie analizy biostratygraficznej (K. Narkiewicz, 2011) ustalono mniej lub bardziej dokładnie granice między dewonem środkowym a górnym oraz między podpiętami żywetu. Granicę dewon środkowy/dewon górny (żywet/fran) dokładnie wyznaczono w profilu Gielczew PIG 5 w najwyższej części ogniwa gielczewskiego formacji telatyńskiej na głębokości 1967,1 m. Mniej dokładne dane pochodzą z otworów wiertniczych: Krowie Bagno IG 1, Szwejki IG 3 i Bąkowa IG 1. W pierwszym z nich omawiana granica przebiega w 30-metrowym interwale między górną częścią ogniwa gielczewskiego formacji telatyńskiej a najniższą częścią formacji modryńskiej. W Szwejkach IG 3 biegnie ona albo w obrębie formacji Iłzanki albo wyżej, w najniższej części serii dolomitów i wapieni. Natomiast w Bąkowej IG 1 spąg franu przebiega w obrębie 50-metrowego interwału w środkowej części formacji Iłzanki.

Wykorzystanie wyników. - Wyniki badań konodontowych z publikacji Narkiewicz i Bultyncka (2010) oraz K. Narkiewicz (2011) zostały wykorzystane dla celów korelacji regionalnej oraz interpretacji architektury depozycyjnej basenu łysogórsko-radomskiego i lubelskiego (M. Narkiewicz i in. 2011a). Za pomocą konodontów datowano ogniwa transgresywne cykli

depozycyjnych T-4 i T-5 na, odpowiednio, poziom *ansatus* i *norrisi*. Pierwszy z nich reprezentuje eustatyczny cykl IIa (Taghanic Onlap - Johnson i in., 1985; House, 1985). Cykl T-5 jest interpretowany jako ekwiwalent cyklu IIb (Johnson i in., 1985) odpowiadającego zdarzeniu *Mesotaxis* (Racki, 1993).

Zarysowane wyżej wyniki te znalazły również zastosowanie do ustalenia korelacji między zonacją konodontową a sporową żywetu i wczesnego franu. W pracy Turnau i Narkiewicz (2011) analizę biostratygraficzną materiału sporowego przeprowadzono w odniesieniu do podziałów konodontowych żywetu dla facji płytkomorskich zaprezentowanych w publikacji Narkiewicz i Bultyncka (2010; patrz też Fig. 1). Takie zestawienie umożliwiło zawężenie datowań pierwszych lub ostatnich wystąpień ważnych stratygraficznie taksonów sporowych. Uzyskane wyniki przedyskutowano także na tle danych z literatury, rewidując w niektórych przypadkach wcześniejsze publikowane konodontowe wnioski taksonomiczne i biostratygraficzne. Zweryfikowano datowania niektórych jednostek stratygraficznych dewonu środkowego z obszaru Boulonnais, Gór Eifel i Gór Świętokrzyskich.

Najważniejszym wynikiem badań konodontów żyweckich było wprowadzenie podziału konodontowego dla utworów płytkomorskich oraz skorelowanie go z podziałem standardowym dla facji głębszego morza (Narkiewicz i Bultynck, 2010). Umożliwiło to uszczegółowienie korelacji z podziałem sporowym żywetu (Turnau i Narkiewicz, 2011), co ma dalsze konsekwencje dla lepszej korelacji osadów morskich i lądowych. O znaczeniu tych prac świadczy fakt, że obie zostały zacytowane w fundamentalnym wydawnictwie „The Geologic Time Scale 2012” (Becker i in., 2012).

5. Omówienie pozostałych osiągnięć naukowo - badawczych

Całość wyników moich badań dotyczy różnych aspektów grupy organicznej Conodonta, które zaczęłam badać od 1990 roku. Poza głównym przedmiotem zainteresowań, czyli taksonomią i biostratygrafią konodontów środkowodewońskich, moja działalność naukowa dotyczyła także wybranych zagadnień systematyki i biostratygrafii form górnodewońskich i triasowych. Zajmowałam się również analizą paleotermiczną basenów paleozoicznych i triasowych na podstawie wskaźnika przeobrażenia barwy konodontów (CAI).

Badania konodontów górnodewońskich

1. Narkiewicz M. i **Narkiewicz K.** 1992. Transgressive pulse in the Upper Frasnian of the Janczyce I section (Holy Cross Mts): sedimentology and conodont biofacies. *Geological Quarterly* 36(3): 281-304.
2. **Narkiewicz K.** i Narkiewicz M. 2008. The mid-Frasnian subsidence pulse in the Lublin Basin (SE Poland): sedimentary record, conodont biostratigraphy and regional significance. *Acta Geologica Polonica* 58(3): 287-301.
3. **Narkiewicz K.** i Bultynck P. 2011. Biostratygrafia konodontowa dewonu górnego Lubelszczyzny. W: Baseny dewońskie południowo-wschodniej Polski (red. M. Narkiewicz). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 196: 193-254.

Przedmiotem pracy M. Narkiewicza i K. Narkiewicz (1992) jest wyraźny puls transgresywny widoczny w reperowym profilu Janczyce I we wschodniej części Gór

Świętokrzyskich. Zdarzenie to wydatowano na podstawie konodontów na górną część górnego poziomu *rhenana* (górną fran). Nagłe przejście od utworów płytkomorskich do głębszego szelfu zostało udokumentowane obserwacjami sedymentologicznymi oraz danymi o zmianach składu ilościowego zespołów konodontowych (biofacji). Stwierdzono raptowne przejście od płytkowodnej biofacji ikriodidowej do głębokowodnej palmatolepidowo-polignatidowej.

Sukcesywne badania konodontów górnodewońskich prowadzone przeze mnie na Lubelszczyźnie od 2005 roku doprowadziły do określenia wieku jednostek litostratygraficznych oraz ich granic (K. Narkiewicz i M. Narkiewicz 2008; Narkiewicz i Bultynck, 2011). To z kolei umożliwiło korelację badanych utworów, datowanie głównych cykli transgresywno-regresywnych oraz zdarzeń sedymentacyjnych zarówno w skali regionalnej jak i globalnej.

W dewonie górnym basenu lubelskiego konodonty znaleziono we frańskiej formacji modryńskiej i w fameńskich formacjach bychawskiej i firlejskiej. Osady formacji modryńskiej są w przeważającej części płytkomorskie i często reprezentują facje niekorzystne dla obecności szczątków konodontowych. Występowanie tych szczątków ogranicza się do pewnych poziomów lub interwałów, w których obserwujemy większe ich nagromadzenia. Z tego powodu nieliczne wcześniejsze znaleziska i związane z nimi wrywkowe analizy biostratygraficzne dewonu górnego dotyczyły jedynie pojedynczych otworów i odcinków profilu, głównie fameńskich i z pogranicza franu i famenu (Szulczewski, 1972a, b; Matyja i Żbikowska, 1974; 1985; Nehring, 1979).

Badania autorki, których wyniki podsumowano w pracy Narkiewicz i Bultyncka (2011) oparte są na materiale pochodzącym z 15 otworów i 114 próbek konodontowych, z których uzyskano wyjątkowo bogatą kolekcję. Zgromadzony materiał konodontów frańskich liczy 2139 okazów uzyskanych ze 100 próbek z 13 otworów wiertniczych. Okazy zaliczono do 9 rodzajów, w obrębie których zidentyfikowano 44 gatunki i podgatunki oraz 35 taksonów opisanych w otwartej nomenklaturze. Kolekcja ta zdominowana jest przez polignatidy. Pod względem ich liczebności i zróżnicowania taksonomicznego dorównuje kolekcji kanadyjskiej (Klapper i Lane, 1985) i z centralnej części platformy wschodnioeuropejskiej (Ovnatanova i Kononova, 2001; 2008). Po raz pierwszy w Polsce znaleziono przedstawicieli 14 taksonów znanych z innych rejonów basenu renohercyńskiego i obszarów platformy wschodnioeuropejskiej. Diagnozy i opisy tych taksonów przedstawiono w części systematycznej (Narkiewicz i Bultynck, 2011). Materiał frański, a zwłaszcza formy ważne stratygraficznie zilustrowano na 11 tablicach (K. Narkiewicz i M. Narkiewicz, 2008, tabl. 1-2; Narkiewicz i Bultynck, 2011, tabl. I-IX).

Dominujące wśród konodontów frańskich dominują polignatidy są formami przywiązanymi do środowisk płytych. Nie są one przydatne przy stosowaniu frańskich podziałów konodontowych, według Zieglera i Sandberga (1990) oraz Klappera (1989), opartych głównie na palmatolepidach, formach charakterystycznych dla środowisk otwartego morza i(lub) głębokomorskich. Nie udało się też nawiązać do podziałów polignatidowych Klappera (1997) i Ovnatanovej i Kononovej (2001, 2008), głównie z powodu braku taksonów indeksowych z rodzaju *Polygnathus* oraz trudności w ustaleniu pierwszego stratygraficznego ich wystąpienia. Dlatego wiek utworów określono w większości przypadków na podstawie zestawienia całkowitych zasięgów stratygraficznych możliwie wszystkich taksonów występujących w poszczególnych zespołach (próbekach). W tym celu przeanalizowano pierwsze i ostatnie wystąpienia 44 taksonów na podstawie własnego materiału i danych z literatury, z czego zweryfikowano zasięgi 8 taksonów. W obrębie franu udało się wydzielić 6 poziomów konodontowych. Stwierdzono obecność wszystkich podpięter franu – dolnego, środkowego i górnego. Uzyskane dane umożliwiły dokładniejsze datowanie jednostek litostratygraficznych. Ustalono, że granica między żywetem a franem, a więc dewonem

środkowym i górnym przebiega w najwyższej części formacji telatyńskiej, a nie jak wcześniej przypuszczano na granicy formacji telatyńskiej i modryńskiej.

Famen przeanalizowano w 4 otworach, a zebrana kolekcja liczy powyżej tysiąca okazów. W przypadku badań konodontów fameńskich skoncentrowano się na oznaczeniu najbardziej charakterystycznych taksonów ważnych dla stratygrafii, które zilustrowano na 2 tablicach (Narkiewicz i Bultynck, 2011; tabl. X i XI). Dla celów analizy biostratygraficznej zweryfikowano oznaczenia niektórych taksonów z prac Szulczewskiego (1972b) i Nehring (1979). Górna granica formacji modryńskiej okazała się być diachroniczna, ponieważ przebiega w dolnym famenie albo na granicy franu z famenem. Stwierdzono także, że granica między formacją bychawską a firlejską przebiega w wyższej części famenu dolnego albo w niższej części famenu środkowego.

W basenie lubelskim w obrębie osadów frańskich M. Narkiewicz (2011b) wydzielił pięć cykli transgresywno-regresywnych (M-1 do M-5). Najbardziej miąższy i najszerzej rozprzestrzeniony jest cykl M-3 opisany wcześniej jako cykl VIa (K. Narkiewicz i M. Narkiewicz, 2008). Na podstawie danych konodontowych określono w cytowanej pracy wiek dolnej i górnej granicy tego cyklu. Stwierdzono także, że nagłe pogłębienie się centralnej części basenu w środkowym franie (górnym poziomem *hassi*) nie było związane z transgresją eustatyczną, ale miało charakter tektoniczny. Porównanie wyników badań basenu lubelskiego i opublikowanych danych konodontowych z rejonu rowu Prypeci (Białoruś) doprowadziło do wniosku o wspólnym tektonicznym mechanizmie subsydencji dla obu obszarów. Pozostałe cykle T-R można było przypisać, głównie na podstawie wyników badań konodontów, pulsom transgresji eustatycznych.

Badania konodontów triasowych

1. **Narkiewicz K.** 1999. Conodont biostratigraphy of the Muschelkalk (Middle Triassic) in the central part of the Polish Lowlands. *Kwartalnik Geologiczny* 43(3): 313-328.

2. **Narkiewicz K., Szulc J.** 2004. Controls on migration of conodont fauna in peripheral oceanic areas. An example from the Middle Triassic of the Northern Peri-Tethys. *Geobios* 37(4): 425-436.

W triasowych facjach epikontynentalnych w Polsce elementy konodontowe znaleziono tylko w triasie środkowym, w wapieniu muszlowym. W tym czasie większość obszaru Polski stanowiła wschodnią część basenu germańskiego leżącego na północ od Oceanu Tetydy, z którym okresowo łączyły go trzy tektonicznie uwarunkowane cieśniny (bramy).

W latach 70-tych i 80-tych ubiegłego wieku intensywne badania konodontów środkowotriasowych prowadzone były z powodzeniem głównie na obszarze Gór Świętokrzyskich i Górnego Śląska (Trammer, 1971; 1972; 1975; Zawidzka, 1975). Prawie ćwierć wieku później udokumentowałam obecność elementów konodontowych na Niżu Polskim w 7 otworach wiertniczych w 14 próbkach z dolnego i górnego wapienia muszlowego (podział wg Gajewskiej, 1997). Zgromadzona kolekcja liczy ogółem 80 okazów zaliczonych do 8 rodzajów, z których trzy (*Neogondolella*, *Paragondolella* i *Nicoraella*) mają duże znaczenie stratygraficzne. Spośród 17 zidentyfikowanych gatunków, 2 opisano po raz pierwszy z obszaru Polski. Zasięgi stratygraficzne poszczególnych taksonów odniesiono do podziału zaproponowanego przez Kozura (1968; 1980) oraz Budurova i Trifonovej (1995). Umożliwiło to wydzielenie poziomów konodontowych *germanica* i *kockeli* (anizyk dolny i środkowy) w dolnym wapieniu muszlowym i poziomów 1, 2 i 4 (górnym anizyk i ladin) w górnym wapieniu muszlowym.

Znalezienie i określenie wieku niezwykle delikatnych i kruchych środkowotriasowych elementów konodontowych w płytkomorskich utworach Niżu Polskiego ma duże znaczenie dla stratygrafii tych osadów. Umożliwia również ich korelację z jednostkami podziału litostratygraficznego Polski południowej. Stwierdzenie w profilu Krośniewice IG 1 (na głębokości 4656,5 m) występowania konodontowego poziomu 2, charakterystycznego dla górnego wapienia muszlowego basenu germańskiego (Kozur, 1968, 1980) jednoznacznie rozstrzygnęło spór między badaczami (Liszkowski i Topulos, 1996 kontra Dadlez i in., 1997), wykluczając obecność dolnego triasu na głębokości 4717-3105 m.

Analiza paleobiogeograficzna konodontów opisanych przeze mnie w pracy z 1999 roku wykazała, że obok znanych z Tetydy form kosmopolitycznych występują też formy endemiczne znane tylko z basenu germańskiego. Potwierdzono także wcześniejsze spostrzeżenia (Trammer, 1973; Głazek i in., 1973), że fauna dolnego wapienia muszlowego polskiej części basenu germańskiego różni się od niemieckich zespołów konodontowych, w których nie występują taksony platformowe z rodzaju *Neogondolella* i *Paragondolella*. Te wstępne wnioski paleobiogeograficzne były podstawą do dalszych badań dotyczących migracji fauny konodontowej (Narkiewicz i Szulc, 2004). Przeanalizowano dane z Polski i z niemieckiej części basenu germańskiego oraz z obszaru Tetydy dla interwału od wczesnego anizyku, kiedy to konodonty po raz pierwszy pojawiły się na obszarze basenu germańskiego, do ladynu (najwcześniejszy longobard), kiedy zniknęły w polskiej części basenu z powodu niekorzystnych warunków facjalnych.

Zrewidowano oznaczenia niektórych form z prac Zawidzkiej (1975) i Trammera (1971, 1975) oraz dokładnie przeanalizowano stratygraficzne zasięgi badanych taksonów. Zasięgi te przedstawiono na tle litostratygrafii, następstwa facjalnego i zmian poziomu morza dla wapienia muszlowego polskiej części basenu germańskiego. Zestawienie to wykazało, że migracja form kosmopolitycznych z Tetydy odbywała się przez trzy bramy w różnych przedziałach wiekowych, związanych z kolejnymi etapami transgresji i najwyższymi stanami wód w basenie. We wczesnym i środkowym anizyku konodonty docierały do wschodniej części basenu przez bramę wschodnio-karpacką i śląsko-morawską. Rodzaj *Nicoraella*, w aparacie którego występowały gałązkowe elementy P₁, rozprzestrzenił się w całym basenie germańskim podczas gdy rodzaje *Neogondolella* i *Paragondolella* z platformowymi elementami P₁ nie dotarły do części niemieckiej, prawdopodobnie z powodu niekorzystnych warunków (niskiego zasolenia wód). W późnym anizyku i wczesnym ladynie droga migracji biegła głównie przez bramę zachodnią i w ograniczonym zakresie, na przełomie illiru i fassanu (granica anizyk/ladyn), przez bramę wschodnio-karpacką.

Badania dojrzałości termicznej na podstawie konodontów

1. **Narkiewicz K.** i Nehring-Lefeld M. 1993. Zastosowanie wskaźników CAI w analizie basenów sedymentacyjnych. *Przegląd Geologiczny* 41(11): 757-763.
2. **Narkiewicz K.**, Grottek I., Matyja H. 1998. Dojrzałość termiczna materii organicznej w utworach górnodewońskich obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. W: Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego (red. M. Narkiewicz). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 165: 235-244.
3. Grabowski J., **Narkiewicz K.**, Poprawa P. 1999. Pierwsze wyniki badań paleomagnetycznych i paleotermicznych (CAI) najwyższych jednostek reglowych w Tatrach Polskich. *Przegląd Geologiczny* 47(2): 1532-158.

4. Poprawa P., **Narkiewicz K.**, Swadowska E., Bruszevska B. 2001. Analiza dojrzałości oraz jednowymiarowe modelowanie historii termicznej utworów potencjalnie macierzystych dla węglowodorów w rejonie Liplas-Tarnawa. W: *Paleozoik podłoża centralnej części Karpat zewnętrznych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 174: 173-201.

5. **Narkiewicz K.** i Malec J. 2005. Nowa baza danych konodontowego wskaźnika przeobrażeń termicznych (CAI). *Przegląd Geologiczny* 53(1): 33-37.

Elementy konodontowe zbudowane są z warstewek apatytu, między którymi uwieczona jest substancja organiczna, ulegająca w wyniku podgrzania stopniowemu uwęgleniu, co prowadzi do trwałej zmiany barwy. Opracowana dla tych zmian skala barwna posłużyła do określenia konodontowego wskaźnika CAI (Colour Alteration Index) (Epstein i in., 1970; Rejebian i in., 1987). Umożliwia on ocenę maksymalnych temperatur, którym zostały poddane osady w szerokim zakresie warunków diagenety. CAI jest wykorzystywany do podstawowych badań paleotermicznych przy analizie historii tektoniczno-termicznej osadów, a także przez firmy naftowe do oceny potencjału naftowego skał macierzystych dla węglowodorów. W Polsce badania CAI zostały zapoczątkowane przez Bełkę (1982;1990; 1993).

Autorka po raz pierwszy w Polsce zastosowała CAI do badań w ramach zintegrowanej analizy basenów sedymentacyjnych, której kluczowym elementem jest analiza historii tektoniczno-termicznej basenu. Wstępem do tych badań było studium metodologiczne omawiające procedury badawcze, zakres stosowalności metody, możliwości jej wykorzystania oraz przykład zastosowania dla interwału od ordowiku do triasu na obszarze między Zawierciem a Olkuszem w regionie śląsko-krakowskim (Narkiewicz i Nehring-Lefeld, 1993). W wyniku badań CAI oszacowano, że osady dewonu i karbonu są perspektywiczne pod względem roponośności, natomiast ordowik-sylur i trias są nieperspektywiczne ponieważ, odpowiednio, uległy nadmiernemu przegrzaniu lub też są termicznie niedojrzałe.

Metoda CAI została następnie wykorzystana do analizy basenu lubelskiego i pomorskiego (Narkiewicz i in., 1998). W wyniku badań utworów górnodewońskich ustalono, że prawie cały obszar obu basenów, z wyjątkiem niewielkich stref anomalii termicznych, jest perspektywiczny dla tworzenia się i zachowania węglowodorów. Na podstawie rozkładu wartości wskaźnika możliwe było odtworzenie historii pogrzebienia osadów w badanych basenach.

W Karpatach badano dojrzałość termiczną w utworach triasu środkowego jednostek regłowych Tatr Zachodnich (Grabowski i in., 1999) oraz w skałach górnodewońskich-dolnokarbońskich podłoża fliszu na południowy wschód of Krakowa (Poprawa i in., 2001). W pierwszym przypadku niskie wskaźniki CAI (1,5-2) sugerują zaskakująco słabe przeobrażenia termiczne badanych utworów, co przyczyniło się do właściwego określenia charakteru przemagnesowania. Natomiast wskaźniki CAI skał podłoża Karpat generalnie wykazują wysoki stopień przeobrażeń termicznych, który z kolei sugeruje brak potencjalnych możliwości dla zachowania się węglowodorów. Najniższe wartości CAI 1-1,5, charakterystyczne dla utworów niedojrzałych termicznie, stwierdzono w otoczkach turneju występujących w zlepieńcach permu. Paleotemperature wyliczone m.in. na podstawie wskaźników CAI posłużyły do rekonstrukcji historii termicznej basenu oraz historii tworzenia się i nagromadzania węglowodorów.

Za najważniejsze osiągnięcie w badaniach CAI, obok ich zastosowania do analizy basenów sedymentacyjnych, uważam stworzenie pierwszej polskiej bazy danych konodontowego wskaźnika CAI, która obejmuje wszystkie dostępne oznaczenia własne i dane z literatury (Narkiewicz i Malec, 2005). Baza zawiera dane z 298 otworów wiertniczych

i odsłonięć i została sporządzona w systemie Microsoft Access 2000. W celu przedstawienia możliwości praktycznego jej wykorzystania w badaniach regionalnych wykonano na jej podstawie komputerową mapę wskaźnika CAI dla dewonu Gór Świętokrzyskich. Mapa została następnie wykorzystana m.in. w badaniach historii termicznej regionu świętokrzyskiego (M. Narkiewicz i in., 2010).

Literatura cytowana w autoreferacie

- Becker R.T., Gradstein F.M. Hammer O. 2012. The Devonian Period. *In: Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (red.): The Geologic Time Scale 2012, vol. 2: 559-601.*
- Bełka Z. 1982. Upper Visean conodonts from Orlej in the Cracow Upland: stratigraphical and paleothermal implications. *Acta Geolog. Polonica* 32(1-2): 57-67.
- Bełka Z. 1990. Thermal maturation and burial history from conodont colour alteration data, Holy Cross Mountains, Poland. *Courier Forschung -Inst. Senckenberg* 118: 241-251.
- Bełka Z. 1993. Thermal and burial history of the Cracow-Silesia region (southern Poland) assessed by conodont CAI analysis. *Tectonophysics* 277: 161-190.
- Bełka Z., Kaufmann B., Bultynck P. 1997. Conodont-based quantitative biostratigraphy for the Eifelian of the eastern Anti-Atlas, Marocco. *GSA Bulletin* 109(6): 643-651.
- Budurov K.M., Trifonova E.T. 1995. Conodont and foraminiferal successions from the Triassic of Bulgaria. *Geologica Balcanica* 25(1): 13-19.
- Bultynck P. 1987. Pelagic and neritic conodont successions from the Givetian of pre-Sahara Marocco and the Ardennes. *Bulletin Institut royal Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre* 57: 149-181.
- Bultynck P., Gouwy S. 2008. Reference sections for the Middle Givetian substage. *Subcommission on Devonian Stratigraphy Newsletter* 23: 21-26.
- Bunker B.J., Klapper G. 1984. Conodont zones and correlation of the Cedar Valley-State Quarry interval of eastern Iowa. *Geological Society of Iowa, Guidebook* 41: 15-18.
- Clausen C.-D., Weddige K., Ziegler W. 1993. Devonian of the Rhenish Massif. *Subcommission on Devonian Stratigraphy Newsletter* 10: 18-19.
- Dadlez R., Marek S., Iwanow A. 1997. Kajper czy pstry piaskowiec? Problemy litostratygrafii triasu kujawskiego odcinka wału środkowopolskiego – dyskusja. *Przegląd Geologiczny* 45(4): 367-370.
- Epstein A.G., Epstein J.B., Harris L.D. 1977. Conodont color alteration - an index to organic metamorphism. U.S. Geological Survey Prof. Paper 995: 27 pp.
- Gajewska I. 1997. Trias środkowy (wapień muszlowy - kajper dolny) - Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik (ed. S. Marek i M. Pajchłowa). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 153: 136 -137.
- Głazek J., Trammer J., Zawidzka K., 1973. The Alpine microfacies with *Glomospira densa* (Pantic) in the Muschelkalk of Poland and some related paleogeographical and geotectonic problems. *Acta Geologica Polonica* 23(3), 465-482.
- Grabowski J., **Narkiewicz K.**, Poprawa P. 1999. Pierwsze wyniki badań paleomagnetycznych i paleotermicznych (CAI) najwyższych jednostek reglowych w Tatrach Polskich. *Przegląd Geologiczny* 47 (2): 1532-158.
- House, M.R. 1985. Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. *Nature* 313: 17-22.
- Janvier P., Clément G. 2010. Muddy tetrapod origins. *Nature* 463: 40-41.
- Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A. 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin* 96: 567-587.
- Klapper G. 1989. The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. *W: Devonian of the World (red. N.J. McMillian, A.F. Embry, D.J. Glass). Canadian Society Petroleum Geologists Memoir* 14(3): 449-468.
- Klapper G. 1997. Graphic correlation of Frasnian (Upper Devonian) sequences in Montagne Noire, France, and western Canada. *Geological Society America Special Paper* 321: 113-129.

- Klapper G., Johnson J.G. 1990. Revisions of Middle Devonian conodont zones. *In*: Johnson (ed.): Lower and Middle Devonian brachiopod-dominated communities of Nevada, and their position in a biofacies-province-real model. *Journal of Paleontology* 64(6): 934-941.
- Klapper G., Lane H.R. 1985. Upper Devonian (Frasnian) conodonts of the *Polygnathus* biofacies, N.W.T., Canada. *Journal of Paleontology* 59(4): 904-951.
- Klapper G., Sandberg C.A., Collinson C., Huddle J. W., Orr R.W., Rickard L.V., Schumacher D., Seddon G., Uyeno T.T. 1971. North American Devonian. Conodont biostratigraphy. *Geological Society of America. Memoir* 127: 285-316.
- Kozur H. 1968. Conodonten aus dem Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens und ihr stratigraphischer Wert. Teil I: Conodonten vom Plattformtyp und stratigraphische Bedeutung der Conodonten aus dem Oberen Muschelkalk. *Geologie* 17(8): 930 - 946.
- Kozur H. 1980. Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. *Geologische-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* 10(3-4): 79 - 172.
- Liszkowski J., Topulos T. 1996. Kajper czy pstry piaskowiec? Problemy litostratygrafii triasu kujawskiego odcinka wału środkowopolskiego – dyskusja. *Przegląd Geologiczny* 44(8): 783-789.
- Malec J., Miłaczewski L., **Narkiewicz K.**, Narkiewicz M. 1996. Stratigraphy of the Devonian in the Szwejk IG 3 deep well, Central Poland. *Geological Quarterly* 40(3): 367-392.
- Marshall J.E.A., House M. R. 2000. Devonian Stage Boundaries in England, Wales and Scotland. *In*: P. Bultynck (ed.): Recognition of Devonian series and stage boundaries in geological areas. Subcommission on Devonian Stratigraphy. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 225: 83-90.
- Matyja H., Żbikowska B. 1974. Stratygrafia dewonu górnego profilu wiercenia Minkowice 1 (basen lubelski). *Acta Geologica Polonica* 24(4): 663-694.
- Matyja H., Żbikowska B. 1985. Stratygrafia dewońskiej serii węglanowej z kilku wierceń w rejonie Lublina. *Przegląd Geologiczny* 5: 259-263.
- Mawson R. 1993. *Bipennatus*, a new genus of mid-Devonian conodonts. *Association of Australasian Palaeontologists Memoires* 15: 137-140.
- Narkiewicz K.** 1999. Conodont biostratigraphy of the Muschelkalk (Middle Triassic) in the central part of the Polish Lowlands. *Kwartalnik Geologiczny* 43(3): 313-328.
- Narkiewicz K.** 2006. Chronostratygrafia dewonu środkowego a standardowe i alternatywne podziały konodontowe. *Przegląd Geologiczny* 54(8): 674-681.
- Narkiewicz K.** 2011. Biostratygrafia konodontowa dewonu środkowego obszaru radomsko-lubelskiego. *W*: Baseny dewońskie południowo-wschodniej Polski (red. M. Narkiewicz). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 196: 147-192.
- Narkiewicz K.** 2013. Taxonomic revision and phylogenetic affinities of the conodont *Bipennatus montensis* (Weddige, 1977) from the Eifelian (Middle Devonian) of Poland. *Paläontologische Zeitschrift*. DOI 10.007/S12542-013-0218-9.
- Narkiewicz K.**, Bultynck P. 2007. Conodont biostratigraphy of shallow marine Givetian deposits from the Radom-Lublin area, SE Poland. *Geological Quarterly* 51(4): 419-442.
- Narkiewicz K.**, Bultynck P. 2010. The Upper Givetian (Middle Devonian) *subterminus* Conodont Zone in North America, Europe and north Africa. *Journal of Paleontology* 84(4): 588-625.
- Narkiewicz K.**, Bultynck P. 2011. Biostratygrafia konodontowa dewonu górnego Lubelszczyzny. *W*: Baseny dewońskie południowo-wschodniej Polski (red. M. Narkiewicz). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 196: 193-254.
- Narkiewicz K.**, Grotek I., Matyja H. 1998. Dojrzałość termiczna materii organicznej w utworach górnodewońskich obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 165: 235-244.
- Narkiewicz K.**, Malec J. 2005. Nowa baza danych konodontowego wskaźnika przeobrażeń termicznych (CAI). *Przegląd Geologiczny* 53(1): 33-37.
- Narkiewicz K.**, Nehring-Lefeld M. 1993. Zastosowanie wskaźników CAI w analizie basenów sedymentacyjnych. *Przegląd Geologiczny* 41(11): 757-763.
- Narkiewicz K.**, Narkiewicz M. 1998. Conodont evidence for the Mid-Givetian Taghanic Event in south-eastern Poland. *Palaeontologica Polonica* 58: 213-223.

- Narkiewicz K.**, Narkiewicz M. 2008. The mid-Frasnian subsidence pulse in the Lublin Basin (SE Poland): sedimentary record, conodont biostratigraphy and regional significance. *Acta Geologica Polonica* 58(3): 287-301.
- Narkiewicz K.**, Narkiewicz M. 2010. Mid Devonian carbonate platform development in the Holy Cross Mts. (central Poland): new constraints from the conodont *Bipennatus* fauna. *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie Abh.*, 255(3): 287-300.
- Narkiewicz K.**, Szulc J. 2004. Controls on migration of conodont fauna in peripheral oceanic areas. An example from the Middle Triassic of the Northern Peri-Tethys. *Geobios* 37(4): 425-436.
- Narkiewicz M. 2011a. Litostratygrafia, systemy depozycyjne i cycle transgresywno-regresywne dewonu środkowego i franu basenu łysogórsko-radomskiego. W: Baseny dewońskie południowo-wschodniej Polski (red. M. Narkiewicz). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 196: 7-52.
- Narkiewicz M. 2011b. Litostratygrafia, systemy depozycyjne i cycle transgresywno-regresywne dewonu basenu lubelskiego. W: Baseny dewońskie południowo-wschodniej Polski (red. M. Narkiewicz). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 196: 53-146.
- Narkiewicz M., Resak M., Littke R., Marynowski L. 2010. New constraints on the Middle Palaeozoic to Cenozoic burial and thermal history of the Holy Cross Mts. (Central Poland): results of numerical modelling. *Geologica Acta*, 8(2): 189-205.
- Narkiewicz M., **Narkiewicz K.** 1992. Transgressive pulse in the Upper Frasnian of the Janczyce I section (Holy Cross Mts): sedimentology and conodont biofacies. *Geological Quarterly* 36(3): 281-304.
- Narkiewicz M., **Narkiewicz K.**, Turnau E. 2011. Rozwój sedymentacji dewońskiej w basenie łysogórsko-radomskim i lubelskim. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 196: 289-318.
- Nehring M. 1979. Konodonty dolnego famenu z profilu Maciejowic. *Kwartalnik Geologiczny* 23(3): 517-527.
- Niedźwiedzki G., Szrek P., **Narkiewicz K.**, Narkiewicz M., Ahlberg P.E. 2010. Tetrapod trackways from the early Middle Devonian period of Poland. *Nature* 463 (7277): 43-48.
- Ovnatanova N.S., Kononova L.I. 2001. Conodonts and Upper Devonian (Frasnian) biostratigraphy of Central Regions of Russian Platform. *Courier Forschung-Institut Senckenberg* 233: 1-115.
- Ovnatanova N.S., Kononova L.I. 2008. Frasnian Conodonts from the Eastern Russian Platform. *Paleontological Journal* 42(10): 997-1166.
- Poprawa P., **Narkiewicz K.**, Swadowska E., Bruszevska B. 2001. Analiza dojrzałości oraz jednowymiarowe modelowanie historii termicznej utworów potencjalnie macierzystych dla węglowodorów w rejonie Liplasz-Tarnawa. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 174: 173-201.
- Racki G. 1993. Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. - *Acta Palaeontologica Polonica* 37(2-4): 87-182.
- 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. *Geological Society America Bulletin* 99: 471 - 479.
- Rogers F.S. 1998. Conodont biostratigraphy of the Little Cedar and Lower Coralville formations of the Cedar Valley Group (Middle Devonian) of Iowa and significance of a new species of *Polygnathus*. *Journal of Paleontology* 72(4): 726-737.
- Sandberg C.A., Dreesen R. 1984. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation. *Geological Society of America Special Paper* 196: 143-178.
- Sandberg C.A., Ziegler W., Bultynck P. 1989. New Standard Conodont Zones and Early *Ancyrodella* Phylogeny across Middle-Upper Devonian Boundary. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 110: 195-230.
- Sweet W. C. 1988. The Conodonta: Morphology, Taxonomy, Paleoecology, and evolutionary history of a long animal phylum. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics* 10: 1-212.
- Szulczewski M. 1972a. Devon. Konodonty górnodewońskie i ich znaczenie stratygraficzne. W: Opole Lubelskie IG 1 (red. A.M. Żelichowski). *Profilę głębokich otworów wiertniczych IG 1972*, 3: 32-37. *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*.
- Szulczewski M. 1972b. Stratygrafia górnego dewonu lubelskiego na podstawie konodontów. W: Kompleksowe metody i dobór środków dla badań geologicznych struktur wglębnych. Problem węzłowy 01.1.1. *Opracowanie archiwalne PIG*.

- Szulczewski M. 1995. Depositional evolution of the Holy Cross Mts. (Poland) in the Devonian and Carboniferous – a review. *Geological Quarterly* 39(4): 471-488.
- Trammer J. 1971. Middle Triassic (Muschelkalk) conodonts from the SW margin of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica* 21(3) 379 - 386.
- Trammer J. 1972. Stratigraphical and paleogeographical significance of conodonts from the Muschelkalk of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica* 22(2): 219 - 232.
- Trammer J. 1973. The particular paleogeographical setting of Polish Muschelkalk in the German basin. *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie Monatshefte* 9: 573-575.
- Trammer J. 1975. Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica* 25(2): 179-216.
- Turnau E., **Narkiewicz K.** 2011. Biostratigraphical correlation of spore and conodont zonations within Givetian and ?Frasnian of the Lublin area (SE Poland). *Review of Palaeobotany and Palynology* 164: 30-38.
- Weddige K. 1977. Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. *Senckenbergiana lethaea* 58: 271-419.
- Witzke B. J., Bunker B. J., Rogers F. S. 1988. Eifelian through lower Frasnian stratigraphy and deposition in the Iowa area, central midcontinent, U. S. A. In: McMillan N.J., Embry A.F., Glass D.J. (eds.): Devonian of the World, Volume 1: Regional Syntheses. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* 14: 221-250.
- Zawadzka K. 1975. Conodont stratigraphy and sedimentary environment of the Muschelkalk in Upper Silesia. *Acta Geologica Polonica* 25(2): 217 - 257.
- Ziegler P A. 1988. Laurussia – The Old Red Continent. In N.J. McMillan, A.F. Embry, Glass D.J. (eds.): Devonian of the World, Volume 1: Regional Syntheses. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* 14: 15-48.
- Ziegler W., Sandberg C.A. 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 121: 1-115.

Narkiewicz