

# **AUTOREFERAT**

**Dr Przemysław Gedl**

Kraków, 2015

## Spis treści

1. Dane osobowe.....	3
2. Wykształcenie i posiadane stopnie naukowe.....	3
3. Informacje o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych.....	3
4. Wskazanie osiągnięcia naukowego.....	4
5. Omówienie celu naukowego ww. prac i osiągniętych wyników.....	5
5. 1. Wprowadzenie i cel badań.....	5
5. 2. Streszczenie wyników badań.....	6
5. 2. 1. Basen epikontynentalny.....	6
5. 2. 2. Strefa szelfowa basenu skolskiego – warstwy popielskie.....	8
5. 2. 3. Baseny karpackie.....	8
5. 3. Interpretacja wyników badań.....	9
5. 3. 1. Biostratygrafia.....	9
5. 3. 2. Paleośrodowisko.....	11
5. 3. 3. Paleogeografia.....	13
5. 3. 4. Podsumowanie.....	15
5. 3. 5. Dalsze badania.....	16
6. Omówienie pozostałych osiągnięć naukowo-badawczych.....	18
6. 1. Dinocysty centralnokarpackiego paleogenu.....	19
6. 2. Dinocysty miocenu zapadliska karpackiego.....	21
6. 3. Dinocysty miocenu basenu epikontynentalnego.....	24
6. 4. Granica eocen-oligocen w Karpatach.....	24
6. 5. Zapis dinocystowy granicy kreda-paleogen w Karpatach fliszowych.....	26
6. 6. Zróżnicowanie występowania dinocyst w odmiennych litofacjach.....	27
6. 7. Dinocysty jury epikontynentalnej Polski.....	29
6. 7. 1. Jura dolna.....	29
6. 7. 2. Jura środkowa.....	30
6. 7. 3. Jura górna.....	31
6. 8. Dinocysty pienińskiego pasa skałkowego.....	32
6. 8. 1. Jura.....	32
6. 8. 2. Kreda.....	33
6. 8. 3. Paleogen.....	34
6. 9. Badania dinocyst z obszarów polarnych.....	35
7. Sumaryczne podsumowanie dorobku naukowego 1994–2015.....	36

**1. Dane osobowe**

**Imię i nazwisko:** Przemysław Gedl

**2. Wykształcenie i posiadane stopnie naukowe**


---

1988 Matura

VII Liceum Ogólnokształcące im. Zofii Nałkowskiej w Krakowie

Profil: ogólny

---

1993 Magister

Instytut Nauk Geologicznych UJ, kierunek: stratygraficzno-poszukiwawczy

Praca magisterska: *Dinoflagellate from Ostrysz beds, Inner Carpathians, Podhale Flysch*

Promotor: prof. dr hab. Adam Gasiński, dr Han Leereveld (LPP Utrecht, Holandia)

---

1999 Doktor nauk o Ziemi

Instytut Nauk Geologicznych PAN

Praca doktorska: *Biostratygrafia i paleośrodowisko paleogenu podhalańskiego w świetle badań palinologicznych*

Promotor: prof. dr inż. Krzysztof Birkenmajer

---

**3. Informacje o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych**


---

od 15.XII.1993 technik

Instytut Nauk Geologicznych PAN, Zakład Geologii Dynamicznej w Krakowie

---

od 20.VI.1994 asystent

Instytut Nauk Geologicznych PAN, Zakład Geologii Dynamicznej w Krakowie

---

od 1.I.1996 starszy asystent

Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Krakowie

---

od 1.VI.2000 adiunkt

Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Krakowie

---

od 15.VI.2009 asystent

Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Krakowie

---

od 1.I.2011 starszy specjalista

Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Krakowie

---

od 1.IV.2011 specjalista ds. badawczych

Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Krakowie

---

#### 4. Wskazanie osiągnięcia naukowego

Osiągnięciem naukowym przedkładanym w niniejszym wniosku habilitacyjnym jest zestaw siedmiu publikacji pod zbiorczym tytułem:

***Zespoły cyst dinoflagellata z utworów eocenu i oligocenu Polski południowo-wschodniej – biostratygrafia, paleośrodowisko i paleogeografia***

Wszystkie siedem publikacji jest samodzielnych, z których trzy zostały opublikowane w czasopiśmie znajdujących się w bazie Journal Citation Reports (**P4**, **P6**, **P7**), jedna jest rozdziałem monograficznego wydania z serii *Special Publications of the Geological Society, London* (**P2**), jedna jest monografią (**P5**).

Publikacje wchodzące w skład osiągnięcia naukowego:

- P1. **Gedl, P.**, 2000. Newly found marine Oligocene deposits in the Carpathian Foreland and its palaeogeographic consequences. *Slovak Geological Magazine*, 6 (2/3): 155–157.
- P2. **Gedl, P.**, 2004. Dinoflagellate cyst record of the Eocene–Oligocene boundary succession in flysch deposits at Leluchów, Carpathian Mountains, Poland. *In: Beaudoin, A. B. & Head, M. J. (eds), The Palynology and Micropalaeontology of Boundaries. Geological Society, London, Special Publications*, 230: 309–324.
- P3. **Gedl, P.**, 2005. Late Eocene–early Oligocene organic-walled dinoflagellate cysts from Folusz, Magura Nappe, Polish Carpathians. *Acta Palaeobotanica*, 45: 27–83.
- P4. **Gedl P.**, 2012. Reworked Eocene–Oligocene dinoflagellate cysts in the Miocene of the Carpathian Foredeep Basin: implications for Paleogene palaeogeography in SE Poland. *Geological Quarterly*, 56 (4): 853–868. [IF = 0.761]
- P5. **Gedl P.**, 2013. Eocene dinoflagellate cysts from the Popiele beds at Koniusza (Skole Nappe, Flysch Carpathians, Poland): taxonomy, biostratigraphy, and palaeoenvironmental reconstruction of a marginal marine basin. *Studia Geologica Polonica*, 136: 1–197.
- P6. **Gedl, P.**, 2014. Eocene dinoflagellate cysts from the Sołokija Graben (Roztocze, SE Poland): biostratigraphy and palaeoenvironment. *Geological Quarterly*, 58 (4): 707–728. [IF = 0.865]
- P7. **Gedl, P.**, 2015. Dinoflagellate cysts from the Palaeogene of the Łukowa-4 borehole (Carpathian Foredeep, SE Poland): biostratigraphy and palaeoenvironment. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85 (1): 285–308. [IF za 2014 = 0.727]

## 5. Omówienie celu naukowego ww. prac i osiągniętych wyników

### 5. 1. Wprowadzenie i cel badań

Biostratygrafia utworów eocenu i oligocenu basenów karpackich, jak również osadów morza epikontynentalnego północnej Polski jest stosunkowo dobrze rozpoznana. Natomiast rozdzielający te tereny obszar Polski południowo-wschodniej (rejon zapadliska przedkarpackiego oraz ograniczający go od północy pas Wyżyny Małopolskiej i Wyżyny Lubelskiej), był traktowany jako obszar lądowy, który oddzielał baseny karpackie od morza epikontynentalnego pomiędzy późnym mastrychem a wczesnym mioceniem. Na panujące wówczas w tym rejonie warunki lądowe wskazują m.in. utwory krasowe czy wietrzenne (m.in. Felisiak, 1992). Niektórzy autorzy identyfikowali jednak, jako morski paleogen, utwory występujące lokalnie w spągu sukcesji mioceńskiej zapadliska oraz na Lubelszczyźnie (m.in. Kowalewski, 1957). Osady te, pomimo braku dokumentacji paleontologicznej, zaliczono do eocenu lub oligocenu. Dopiero datowania radiometryczne piasków glaukonitowych Wyżyny Lubelskiej potwierdziły ich paleogeński, w większości eoceński wiek (Krzowski, 1993).

Po raz pierwszy udokumentowano paleontologicznie morskie osady paleogenu w piaskach wypełniających rów Sołokiji (Gaździcka, 1994) odkryte przy okazji prac kartograficznych (Kulczycka, 1975 *fide* Buraczyński & Krzowski, 1994; Cieśliński *et al.*, 1994). Stwierdzona tam została przez B. Słodkowską obecność dinocyst (w: Buraczyński & Rzechowski, 1998). Okazały się one w trakcie późniejszych moich badań, najbardziej rozpowszechnioną grupą mikroskamieniałości w pozostałościach paleogenu w Polsce południowo-wschodniej. To było powodem podjęcia przeze mnie badań (prezentowanych w ramach niniejszego wniosku), mających na celu było określenie wieku morskich osadów zachowanych w postaci płatów erozyjnych na tym obszarze (publikacje **P1**, **P6**, **P7**), odtworzenie historii, warunków środowiskowych i zasięgów zalewów morskich oraz, poprzez porównanie z dobrze datowanymi równowiekowymi zespołami dinocyst z Karpat fliszowych (publikacje **P2**, **P3**), odtworzenie paleogeografii tego regionu Polski. Istotnym dla tej korelacji są wyniki moich badań eoceńskich zespołów dinocyst z warstw popielskich jednostki skolskiej (Karpaty fliszowe; publikacja **P5**), które zasiedlały strefę brzeżną basenu skolskiego, pomiędzy basenami karpackimi i basenem epikontynentalnym.

Precyzyjne odtworzenie zasięgów poszczególnych transgresji na tym obszarze jest trudne z uwagi na niemal całkowite usunięcie utworów paleogenu przez erozję, której wiek można jedynie określić – na podstawie dotychczasowych moich badań – z dużym

przybliżeniem: od późnego rupelu po baden. Pewną poszlaką przy rekonstrukcji zasięgów transgresji jest liczna obecność redeponowanych gatunków paleogeńskich w utworach miocenu wschodniej części zapadliska, które niekiedy obficie występują niż dinocysty *in situ* (publikacja **P4**).

## 5. 2. Streszczenie wyników badań

Moje dotychczasowe badania biostratygraficzne skoncentrowałem w trzech rejonach Polski południowo-wschodniej, na obszarze:

- (1) basenu epikontynentalnego z morskimi osadami, na północ od nasunięcia karpackiego,
- (2) strefy brzeżnej basenu skolskiego, zachowanej w postaci utworów chaotycznych (warstwy popielskie) tkwiących w obrębie osadów fliszowych na wtórnym złożu,
- (3) fliszowych basenów karpackich.

**5. 2. 1. Basen epikontynentalny.** Wyniki moich badań nad dinocystami na obszarze oddzielającym dzisiejsze Karpaty fliszowe od ciągłej pokrywy morskich utworów morza epikontynentalnego dały następujące rezultaty.

Część wystąpień, najczęściej piaszczystych utworów, którym przypisywano bądź wiek eoceński lub oligoceński (np. piaski zawichojskie czy piaski glaukonitowe Wyżyny Lubelskiej; m.in. Kubica, 1965; Krzowski, 1993), bądź wiek mioceniński (np. ility podścielające utwory burowęglowe w okolicy Korytnicy; Szymanko & Wójcik, 1982), okazało się pozbawione dinocyst.

Dobrze zachowane i w większości bogate taksonomicznie zespoły dinocyst znalazłem natomiast w kilku innych izolowanych stanowiskach. Na Roztoczu oznaczyłem morskie dinocysty w piaskach rowu Sołokiji (**P6**). W ponad 30-metrowym profilu wiercenia Leliszki stwierdziłem obecność 143 taksonów dinocyst (w tym kilka redeponowanych z osadów mezozoiku). W przeważającej części profilu, zwłaszcza w jego spągowej i środkowej części, występują szczególnie bogate i taksonomicznie zróżnicowane zespoły (indeks Shannon-Weaver oscyluje wokół 20 lub powyżej), w części stropowej ich zróżnicowanie maleje (indeks Shannon-Weaver spada tu poniżej 3), pojawiają się liczni przedstawiciele rodzaju *Homotryblum*, wzrasta udział glonów z grupy prasinophyta (do 10, a nawet 30%). Ponadto stwierdzono dwa poziomy zdominowane przez rodzaj *Deflandrea*.

Kolejnym stanowiskiem, w którym znalazłem morskie zespoły dinocyst jest wiercenie Łukowa-4 w zapadlisku przedkarpackim (**P7**). W kompleksie piasków o miąższości 3.5 m

zalegających na środkowojurajskim podłożu występują zespoły dinocyst ponad 90 taksonów), liczne sporomorfy (do 40-60 %) oraz algi prasinophyta (do 10%). Opisane zespoły dinocyst charakteryzują się średnim zróżnicowaniem taksonomicznym (indeks Shannon-Weaver waha się w granicach 12-16, tylko w jednej próbce powyżej 20). Najliczniejsze okazały się gonyaulacoidy chorate (*Spiniferites*, *Achomosphaera*, *Homotryblum*, *Operculodinium*) oraz peridinioidy – głównie *Deflandrea* i *Charlesdowniea*. Najwyższa zbadana próbka z rdzeniowanego interwału piaszczystego różniła się zasadniczo swoim składem od pozostałych – stwierdzono odmienny zespół składający się wyłącznie z alg prasinophyta.

Powyżej wspomnianego 3,5 metrowego interwału piaszczystego brak blisko 10 metrów materiału rdzeniowanego. Kolejny, nadległy 6 metrowy kompleks to utwory piaszczysto-burowęgłowe. Burowęgle zawierają jedynie słodkowodne glony *Botryococcus*, a piaski silnie zubożały, zapewne po części redeponowany, zespół dinocyst,

Najdalej ku zachodowi wysunięte stanowisko z morskimi dinocystami paleogenu znalazłem w kilku wierceniach w okolicy Tarnogrodu (zapadlisko przedkarpackie) w brązowo-szarych piaskach podścielających sukcesję mioceńską (**P1**). Piaski te zalegają na prekambryjskim lub mezozoicznym podłożu, mają ok. 20 m miąższości i są przykryte ponad kilometrowej miąższości nadkładem miocenu. Znalezione tu dinocysty, są jednak mniej liczne i taksonomicznie uboższe niż w powyżej omówionych stanowiskach, choć o porównywalnym stanie zachowania. Stosunkowo jeszcze dość liczne w spągowych, brązowo-brunatnych piaskach, wyraźnie uboższą ilościowo i gatunkowo w stropowych jasnoszarych partiach badanych sukcesji. Charakterystycznymi gatunkami są *Areoligera? semicirculata*, *Chiropteridium lobospinosum*, *C. galea*, *Pentadinium laticinctum*, *P. lophophorum*, *Reticulosphaera actinocoronata*, *Rhombodinium draco* i *Wetziella gochtii*.

Poza tymi, wyżej wymienionymi, trzema stanowiskami nie znalazłem w pasie rejonu badań, tj. od Krakowa i Wyżyny Małopolskiej po Wyżynę Lubelską i zapadlisko przedkarpackie, innych stanowisk z morskimi utworami paleogenu, będącymi pozostałością epikontynentalnych transgresji morskich w paleogenie.

Jedyną – na obecnym etapie badań – poszlaką umożliwiającą pełniejszą rekonstrukcję zasięgu transgresji mogą być epikontynentalne paleogeńskie dinocysty, znalezione przeze mnie w miocenie zapadliska na wtórnym złożu. Analizując ich paleogeograficzne rozprzestrzenienie (**P4**) stwierdziłem, że ich obecność w miocenie ograniczona jest do strefy wschodniej zapadliska, sięgając po południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich na zachodzie. Jeszcze dalej ku zachodowi, w miocenie rejonu Krakowa czy Gliwic, nie zaobserwowałem wystąpień redeponowanych dinocyst paleogeńskich z utworów epikontynentalnych.

**5. 2. 2. Strefa szelfowa basenu skolskiego – warstwy popielskie.** Większość utworów budujących Karpaty fliszowe to osady basenowe. Natomiast strefy brzeżne, szelfowe nie zachowały się. Fragmentarycznie znane są natomiast utwory tam powstałe, zachowane na wtórnym złożu w postaci spływów masowych. Takim przykładem są warstwy popielskie będące konglomeratem płytkowodnych osadów, pierwotnie osadzonych na obrzeżeniu basenu skolskiego i później, w postaci spływów masowych, przemieszczone w głębsze jego partie.

Z warstw popielskich odsłoniętych w Koniuszy koło Przemyśla opisałem 152 taksony dinocyst (**P5**). Występują one zarówno w ciemnobrązowych mułowcach tworzących matrix, jak również w tkwiących w nich jaśniej zabarwionych klastach marglisto-ilastych. Mułowce matrix zawierają więcej materii organicznej pochodzenia lądowego (w tym sporomorfy oraz fragmenty kutikul) niż klasty margliste, których palinofacja zdominowana jest przez czarne fitoklasty. Wyraźne różnice zaznaczają się również w składzie zespołów dinocyst. W ciemnych mułowcach są one bardziej zróżnicowane taksonomicznie (indeks Shannon-Weaver waha się w granicach od 13 do 34), niż zespoły z jasnych klastów o mniejszym zróżnicowaniu (indeks Shannon-Weaver: 4–12), zdominowanych głównie przez chorate gonyaulacoidy z rodzaju *Spiniferites* i *Homotryblum*. Cechą charakterystyczną zespołów z ciemnych mułowców jest również większy udział peridinioidów (głównie *Deflandrea*, *Charlesdowniea*).

Dla porównania z utworami tła warstw popielskich zbadałem pojedyncze próbki z warstw hieroglifowych, podścielających warstwy popielskie oraz z warstw menilitowych, występujących w ich nadkładzie (**P5**). Palinofacja próbek z warstw hieroglifowych z dominującymi czarnymi fitoklastami przypomina palinofacje jasnych klastów; natomiast generalnie podobne zespoły dinocyst z warstw hieroglifowych różnią się od tych z jasnych klastów zdecydowanie mniejszym udziałem *Homotryblum*.

Palinofacja warstw menilitowych jest całkowicie odmienna; składa się niemal wyłącznie z materii amorficznej.

**5. 2. 3. Baseny karpackie.** Zespoły dinocyst z Karpat fliszowych odpowiadających wiekowo zespołom z basenu epikontynentalnego (**P1, P4, P6, P7**) oraz z warstw popielskich (**P3**) zostały najpełniej opisane przeze mnie w dwóch profilach z jednostki magurskiej: Leluchów w południowej strefie krynickiej (obejmujący ogniwo margli z Leluchowa – odpowiednik margli globigerynowych oraz ogniwo łupków ze Smereczka – odpowiednik warstw menilitowych) oraz Folusz w północnej strefie Siar.

W profilu Leluchowa, z jego dolnej, marglistej części, opisałem 77 taksonów dinocyst (**P2**). Palinofacja tego interwału charakteryzuje się dużym udziałem czarnych fitoklastów oraz, w niektórych próbkach, dinocyst. Cechą charakterystyczną stwierdzonych tu zespołów dinocyst



jest stosunkowo wysoki udział gatunków z rodzaju *Impagidinium* i *Corrudinium*, dochodzący nawet do 20%. Wyższa część profilu, z łupkami bogatymi w materię organiczną, zawiera dinocysty jedynie w spągowej części – zespoły ubogie taksonomicznie, zdominowane przez *Wetzeliella*, *Deflandrea* i *Spiniferites*.

Znacznie bogatszy zespół dinocyst, liczący 147 taksonów, stwierdziłem w profilu z Folusza (P3). Większość z nich, blisko 100 taksonów, oznaczyłem w spągowym hemipelagicznym odcinku (łupki z Szymbarku). Najliczniejsze okazały się tu chorate gonyaulacoidy z rodzajów *Spiniferites*, *Homotryblium* i *Areosphaeridium*. W wyższych, turbidytowych utworach formacji magurskiej, dinocysty są znacznie mniej liczne, po części zapewne redeponowane. Cechą charakterystyczną palinofacji z profilu z Folusza jest dominacja elementów lądowych – sporomorf oraz fragmentów tkanek roślin naczyniowych.

### 5. 3. Interpretacja wyników badań

**5. 3. 1. Biostratygrafia.** Opisane przeze mnie zespoły dinocyst umożliwiły datowanie utworów epikontynentalnych Polski południowo-wschodniej oraz skorelowanie z równoległymi zespołami z warstw popielskich oraz z utworów Karpat fliszowych.

Najstarsze zespoły dinocyst w utworach epikontynentalnych stwierdziłem w sukcesji paleogeńskiej rowu Sołokiji na Rostoczu (P6). Wiek obecnego w spągu tego blisko 40-metrowego profilu zespołu dinocyst, można określić jako bartoński, korelowany ze stropem zony nanoplanktonu wapiennego NP16. Wyższa część tego profilu reprezentuje także barton, ale korelowany z NP17. Z tej części profilu opisano szereg form typowych dla eocenu basenu Morza Północnego: np. *Chiropteridium eocaenicum*, *Charlesdowniea variabilis*, *Wetzeliella simplex*. Odcinek stropowy (ok. 3 m miąższości) jest to najprawdopodobniej najniższy priabon, o czym świadczy obecność *Rhombodinium perforatum* i *Areosphaeridium michoudii*.

Zespołom dinocyst ze spągu sukcesji eoceńskiej z rowu Sołokiji odpowiadają wiekiem (barton) dinocysty, które znalazłem w marglisto-ilastych klastach z warstw popielskich oraz w warstwach hieroglifowych (P5). Są to m. in. *Cerebrocysta bartonenstis*, *Apectodinium homomorphum*, *Areoligera* cf. *medusettiformis* oraz pozostawiony w otwartej nomenklaturze takson gonyaulacales (gen. et sp. indet. C).

Młodsze zespoły dinocyst utworów epikontynentalnych opisałem z wiercenia Łukowa-4 (zapadlisko przedkarpackie; P7). W jego spągowym, piaszczystym odcinku znalazłem liczne dinocysty, typowe dla późnego eocenu–najwcześniejszego oligocenu. Występowanie *Areosphaeridium diktyoplokum* i *Reticulatospahera actinocoronata*, przy jednoczesnym braku

wczesnooligocenских gatunków *Areoligera? semicirculata*, *Gerdicysta conopeum*, a zwłaszcza *Wetzeliella gochtii* (pojawiającą się w basenach karpackich już w najpóźniejszym priabonie (m. in. Van Couvering *et al.*, 1981), sugeruje późnopriaboński wiek tych młodszych zespołów z wiercenia Łukowa-4. W stropowej części tego profilu pojawiają się utwory buro węglowe, przykryte jasnymi piaskami. Zawierają one formy słodkowodne dinocyst i glonów lub taksony dinocyst o małej przydatności stratygraficznej, po części zapewne redeponowane. Zdaniem B. Słodkowskiej (w: Myśliwiec i Śmist, 2006) zespoły sporomorf z tej części profilu wskazują na wiek oligocenский.

Priabońskie dinocysty, zarówno wczesno- jak i późnopriabońskie, licznie występują w warstwach popielskich w ciemnych mułowcach tworzących główną masę tych utworów (**P5**). Zespoły zawierające *Reticulatosphaera actinocoronata* (późny priabon) mogą być bezpośrednio korelowane z piaskami z otworu Łukowa-4. Natomiast nieco starsze, wczesnopriabońskie) są te zespoły z warstw popielskich, które zawierają m. in. *Rhombodinium perforatum*, *Enneadocysta pectiniformis*, a pozbawione są *R. actinocoronata*.

Równowiekowe zespoły dinocyst są szeroko rozprzestrzenione w Karpatach fliszowych, licznie występując w marglach globigerynowych (m. in. Van Couvering *et al.*, 1981; Gedl, 1999). Priabońskiego wieku są zespoły dinocyst opisane przeze mnie z odsłoneń w Leluchowie (**P2**) i Foluszu (**P3**).

Pojawienie się *Reticulatosphaera actinocoronata* w samym stropie ogniwa margli z Leluchowa, jak również w przeważającej części łupków z Szymbarka, pozwala na korelację tych partii profili karpackich z górnym priabonem warstw popielskich oraz sukcesją eocenską z wiercenia Łukowa-4.

Najmłodsze morskie zespoły dinocyst w utworach epikontynentalnych zostały rozpoznane w okolicach Biłgoraja, na zachód od wiercenia Łukowa-4, w 20–30 m miąższości szarych piaskach występujących pod przykryciem miocenu (**P1**). Znalezione tu zespoły dinocyst zawierają zarówno wczesnorupelskie gatunki *Areoligera? semicirculata* czy *Wetzeliella gochtii* (których brak wskazuje na późnopriaboński wiek w wierceniu Łukowa-4), jak i *Chiropteridium galea*, *Chiropteridium lobospinosum* z późnego rupelu. Obecność tych ostatnich pozwala na określenie późnorupelskiego wieku znalezionych zespołów.

Większość badanych przeze mnie profili Karpat fliszowych z dolnego rupelu nie zawierała dinocyst bądź jedynie ich silnie zubożałe zespoły (por. Gedl, 1999), co utrudnia korelację oligocenu epikontynentalnego z karpackim.

Znaleziony zespół późnorupelski z okolic Biłgoraja najprawdopodobniej odpowiada wiekowo zespołom z wyższej części warstw menilitowych (Barski & Bojanowski, 2010) i z fliszu podhalańskiego (Gedl, 2000a, b).

**5. 3. 2. Paleośrodowisko.** Badania zespołów dinocyst z paleogeńskich utworów epikontynentalnych Polski południowo-wschodniej pozwoliły na odtworzenie warunków środowiskowych, w jakich powstawały osady, w których je znaleziono. Obecność licznych i zróżnicowanych gatunków morskich wskazuje jednoznacznie na morskie środowisko depozycji, w późniejszych fazach rozwoju zastępowane przez środowisko brakiczne i jeziorzyskowo-bagiennie.

Różnice ilościowe i jakościowe zespołów dinocyst z poszczególnych profili dowodzą nieco odmiennych warunków środowiskowych ich powstania. Zróżnicowane taksonomicznie bartońskie zespoły z rowu Sołokiji, w których są obecne, choć nieliczne, także formy oceaniczne (*Impagidinium*), wskazują że morski basen bartoński Roztocza miał charakter rozległego, otwartego zbiornika wodnego (P6). Z czasem nastąpiło stopniowe spływanie zbiornika, które zapewne wiązało się ze zmniejszaniem zasięgu zbiornika morskiego, o czym świadczy zwiększony w górnej części profilu eocenu na Roztoczu udział form przybrzeżnych, w tym *Homotryblum* – rodzaju charakterystycznego dla środowisk lagunowych .

Późniejsza, najmłodsza faza rozwoju zbiornika morskiego na Roztoczu (wczesny priabon), charakteryzowała się okresowymi obniżeniami poziomu zasolenia, co manifestowało się zwiększonym udziałem dinocyst z rodzaju *Deflandrea*, typowego dla warunków brakicznych. Dowodzi to stopniowego wysładzania zbiornika morskiego na Roztoczu i zapewne jego izolacji we wczesnym priabonie (P6).

Młodsze, późnopriabonkie zespoły dinocyst z zapadliska przedkarpackiego (profil Łukowa-4) są charakterystyczne dla stosunkowo płytkiego zbiornika wodnego, mającego jednak ponownie charakter zbiornika morskiego, chociaż z uwagi na brak form oceanicznych, raczej płytkowodnego (P7).

Skład tych zespołów z priabonu zapadliska oraz stopień ich zróżnicowania sugerują podobne warunki depozycji, jak w przypadku najniższego priabonu z Roztocza, choć znacznie mniej liczne, niż na Roztoczu, są formy brakiczne. Zarówno stwierdzone podobieństwa, jak i różnice w składzie zespołu dinocyst nie pozwalają jednak rozstrzygnąć, czy te oba izolowane obecnie płaty eocenu są pozostałością tego samego, jednego zbiornika czy też są zapisem dwóch różnych transgresji. W tym pierwszym przypadku stwierdzone drobne różnice w zespołach dinocyst mogą być wynikiem jedynie zmian środowiska o charakterze lokalnym.

Zespoły późnego rupelu z zapadliska mają podobny przybrzeżny, płytkowodny charakter (**P1**). Pojawiające się w profilu tego wieku soczewki węgla brunatnego potwierdzają istnienie lokalnego zapewne lagunowo-bagiennego, przybrzeżnego środowiska. Ta ostatnia cecha może sugerować ich korelację ze stropem paleogenu z wiercenia Łukowa-4 (pozbawionego precyzyjnego datowania dinocystowego, zaliczonego do oligocenu na podstawie sporomorf; B. Słodkowska w: Buraczyński & Rzechowski, 1998), również interpretowanego jako powstałego w warunkach lądowych (jeziorzyskowo-bagiennych; **P7**).

W przeciwieństwie do dynamicznie zmieniających się warunków sedymentacyjnych basenu epikontynentalnego, warunki w basenach karpackich, zwłaszcza w eocenie, cechowały się większą stabilnością środowiska depozycyjnego, zarówno w strefie brzeżnej (warstwy popielskie), jak i basenowej.

Analiza zespołów dinocyst i palinofacji z warstw popielskich wskazuje, że zarówno priabońskie ciemne mułowce, stanowiące główną litologię budującą warstwy popielskie, jak i nieco starsze, wczesnobarbońskie jasne margle, zawierają zespoły dinocyst typowe dla warunków morskich (**P5**). Nie zaobserwowałem istotnych zmian w składzie ich zespołów, mogących odzwierciedlać np. wyraźne zmiany w zasoleniu wód powierzchniowych. Istotną różnicą w palinologii pomiędzy dwoma powyższymi litologiami jest to, że ciemne mułowce są bardziej bogate w szczątki roślin naczyniowych, a ich zespoły dinocyst zawierają więcej form charakterystycznych dla stref o nieco podwyższonym dostępie nutrientów. Natomiast jasne margle zawierają znacznie mniej form heterotroficznych, typowych dla środowisk estuariowych oraz więcej form oceanicznych. Różnice te odzwierciedlają zapewne inne środowiska depozycyjne; jasne margle barbońskie powstały w rozległym, ale stosunkowo płytkim zbiorniku, ograniczonym przypuszczalnie poprzez system lagun związanych najprawdopodobniej z łańcuchem wyspowym. Podczas gdy priabońskie ciemne mułowce akumulowane były w strefie zwiększonej dostawy materiału terygenicznego, co sugeruje bliskość wyniesionego obszaru alimentacyjnego.

Analiza paleośrodowiskowa dinocyst z profili karpackich jest utrudniona z uwagi na turbidytowy charakter większości tworzących je utworów. Efektem tego głębokowodne utwory zawierają przeważnie przybrzeżne zespoły dinocyst, resedymetowane ze stref przybrzeżnych w głębsze partie basenów (por. punkt 6. 6). Zjawisko to jest bardzo wyraźnie widoczne np. w profilu w Foluszu (**P3**).

Warunki środowiskowe w basenach karpackich w priabonie wydają się względnie stabilne – morskie, o normalnym zasoleniu. Większe zmiany zaznaczają się w profilu w Leluchowie, ale dopiero w najwyższej części interwału marglistego, gdzie pojawiają się

dinocysty charakterystyczne dla wód o dużej żyzności (**P2**). Całkowita zmiana zespołów dinocyst jaka nastąpiła w profilu w Leluchowie, jak również we wszystkich profilach karpackich (Gedl, 1999) w najwcześniejszym rupelu wiąże się ze zmianą facji – pojawieniem się warstw menilitowych. Zmiana ta jest zdecydowanie mniej widoczna w profilu w Foluszu, gdzie najniższy rupeł wykształcony jest w facji turbidytowej (**P3**).

Istotnym czynnikiem środowiskowym widocznym w zapisie dinocystowym w profilach karpackich jest spadek temperatury wód powierzchniowych – w priabonie pojawiają się w basenach karpackich (np. w profilu w Leluchowie) taksony typowe dla wyższych szerokości geograficznych, np. *Impagidinium velorum*, *Svalbardella* (**P2**). Ich obecność wiąże się zapewne z globalnym ochłodzeniem, jakie miało miejsce na przełomie eocenu i oligocenu (np. Zachos *et al.*, 2001). Taksonów tych nie znalazłem natomiast w badanych profilach epikontynentalnych. Można to tłumaczyć tym, że wzmiankowane taksony zimnolubne są równocześnie formami otwartego morza – stąd ich obecność w hemipelagitach basenu magurskiego, a brak w facjach epikontynentalnych.

**5. 3. 3. Paleogeografia.** Powyższe wyniki pozwalają na odtworzenie przynajmniej dwóch zalewów morskich, jakie miały miejsce na tradycyjnie uważanym za obszar lądowy rejonie Polski południowo-wschodniej: w bartonie–wczesnym priabonie oraz w późnym priabonie–rupelu.

Kwestią otwartą pozostają jednak zasięgi objęte tymi transgresjami oraz ich powiązanie ze zbiornikami karpackimi. Obecne rozprzestrzenienie pozostałości morskich osadów eocenu i oligocenu jest efektem erozji, która usunęła większość eoceńsko–oligocenijskiej pokrywy. Z uwagi na to rozwiązanie tych kwestii ma charakter jedynie spekulatywny. Niewiadome pozostaje również pierwotne ukształtowanie terenu, którego rzeźba mogła mieć istotny wpływ na zarys linii brzegowej, ograniczającej obszar zajęty przez baseny morskie. Za zróżnicowaniem orograficznym już w eocenie przemawia m.in. wyraźne zróżnicowanie równoległych utworów z północnego obrzeżenia Wyżyny Lubelskiej (szeroko rozumiana formacja z Siemienia), z centrum wyżyny oraz z jej południowego obrzeżenia (rów Sołokiji na Roztoczu). Zarówno formacja z Siemienia, jak i piaski z rowu Sołokiji zawierają mikroskamieniałości pozwalające datować je na środkowy–późny eocen i sugerujące podobne morskie warunki środowiskowe ich depozycji (np. Kosmowska-Ceranowicz *et al.*, 1990; Gaździcka, 1994). Natomiast piaski odsłaniające się na samej wyżynie, pomiędzy tymi obszarami (np. okolice Lubartowa), a datowane radiometrycznie na zbliżony wiek (Krzowski, 1993), nie zawierają skamieniałości. Najprawdopodobniej były one akumulowane na

wyniesionym obszarze, o niekorzystnych warunkach życiowych dla form planktonicznych lub dla ich zachowania.

Z uwagi na tak fragmentaryczne zachowanie utworów morskich eocenu i oligocenu w rejonie moich badań, pewną wskazówką dla odtworzenia zasięgu zalewów morskich może mieć analiza występowania redeponowanych form tego samego wieku, występujących w miocenie zapadliska przedkarpackiego (**P4**). Obszar, na którym stwierdziłem obecność taksonów redeponowanych, jest większy niż zasięgi samych płatów osadów paleogenu. Może to sugerować większy zakres transgresji, których osady mogły zostać później usunięte przez erozję, bądź też przykryte mioceniem zapadliska, nie zostały dotychczas znalezione.

Występowanie redeponowanych gatunków paleogeńskich wyraźnie zaznacza się we wschodniej części zapadliska, natomiast brak ich w części zachodniej (rejon Gliwic, Krakowa) (np. Worobiec & Gedl, 2010), w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich jest ich brak lub pojawiają się tylko nielicznie. Sugerowałoby to, że obecny rejon Wyżyny Śląsko-Krakowskiej i Gór Świętokrzyskich był przez cały paleogen lądem. Wskazują na to występujące na tym obszarze zjawiska krasowe (np. Felisiak, 1992).

Należy przy tym zwrócić uwagę na fakt, że w miocenie zapadliska występują również redeponowane dinocysty paleogeńskie, ale pochodzą one z niszczonych utworów karpaccich (np. Gedl, 2005b). Są one jednak zazwyczaj znacznie gorzej zachowane od redeponowanych form epikontynentalnych, odznaczają się ciemniejszym zabarwieniem oraz większym stopniem kompresji.

Na podstawie powyższych ustaleń można odtworzyć zarys paleogeografii Polski południowo-wschodniej w środkowym eocenie i wczesnym oligocenie. Zasięgi zalewów morskich miały wówczas zapewne kształt równoleżnikowo rozciągniętej zatoki, ograniczonej od północy terenem dzisiejszej Wyżyny Lubelskiej, która w bartonie mogła być okresowo również pokryta płytkim zalewem morskim. Ku północnemu-zachodowi brzegiem zalewu był najprawdopodobniej masyw lądowy (tzw. wał metakarpcki), którego linia brzegowa przebiegała w przybliżeniu na wschód od Krakowa i południowo-wschód od masywu Gór Świętokrzyskich. Ku wschodowi zalew morski łączył się zapewne z basenem ukraińskim.

Odrębnym zagadnieniem pozostaje relacja epikontynentalnych zalewów, jakie objęły Polskę południowo-wschodnią w eocenie i oligocenie, do basenów karpaccich. Porównanie zespołów dinocyst warstw popielskich z równoleżnikowymi zespołami z basenu epikontynentalnego, wskazuje na zmiany połączeń między tymi dwoma rejonami. Podobieństwa najstarszych bartońskich zespołów sugerują bezpośrednie połączenie i wymianę wód powierzchniowych pomiędzy basenami karpaccimi a epikontynentalnym. Być może

akweny te były rozdzielone w bartonie podmorskim wyniesieniem (łukiem wyspowym?) z rozwiniętym systemem lagunowym (na co wskazuje wysoki udział form charakterystycznych dla środowiska hypersalinarnego), który jednak nie stanowił większej zapory dla wymiany wód. Natomiast w priabonie, zwłaszcza wczesnym, zaznaczające się różnice zespołów dinocyst wskazują na prawdopodobną izolację basenu epikontynentalnego (prowadzącą do jego wysłodzenia) podczas gdy zespoły karpackie pozostają typowo morskie, przynajmniej do najpóźniejszego priabonu.

Dolny rupel Karpat fliszowych jest bardzo silnie zubożony w dinocysty (Gedl, 1999; **P2**; w przypadku wczesnorupelskich facji fliszowych północnego obrzeżenia basenu magurskiego zespoły dinocyst są liczniejsze, co jednak wydaje się wynikiem wzmożonej redepozycji; **P3**). Można zatem założyć, że basen epikontynentalny Polski południowo-wschodniej, w którym dinocysty były obecne, był odizolowany od basenu karpackiego barierą lądową, uniemożliwiającą swobodną wymianę wód we wczesnym rupelu. Natomiast wyniki badań młodszych, zapewne późnorupelskich profili facji menilitowej (Barski & Bojanowski, 2010) wykazały obecność podobnych zespołów dinocyst do tych z profili okolic Biłgoraja (**P1**). Może to sugerować istnienie połączeń pomiędzy basenami karpackimi i epikontynentalnym Polski południowo-wschodniej w późnym rupelu. Rozwiązanie tej kwestii wymaga jednak bardziej kompleksowego opracowania zespołów dinocyst warstw menilitowych.

**5. 3. 4. Podsumowanie.** Ważnym wnioskiem płynącym z prezentowanych powyżej wyników moich badań jest udokumentowanie obecności morskich transgresji, które wkroczyły w eocenie i oligocenie na obszar Polski południowo-wschodniej na północ od zasięgu basenów karpackich. Najstarsze udokumentowane morskie osady paleogenu tego rejonu – bartońskie piaski rowu Sołokiji, powiązane są zapewne z bartońską transgresją, która na Niżu Polskim pozostawiła różnej miąższości osady piaszczysto-ilaste; odpowiadają im przede wszystkim utwory formacji z Siemienia (por. Piwocki, 2004) występujące na północnym obrzeżeniu Wyżyny Lubelskiej. Wysoki poziom morza, typowy dla bartonu (por. Haq *et al.*, 1987), odpowiada zapewne za względnie rozległy zasięg zalewu morskiego, który objął przynajmniej wschodnią część terenu moich badań, wraz z dzisiejszą Wyżyną Lubelską (która wówczas pozostawała jednak zapewne elementem płytszym niż obszar Roztocza i zapadliska) oraz pozostawał w połączeniu z basenami karpackimi, z przeważającą wówczas sedymentacją hemipelagicznych facji (łupki i margle pstre) i fliszu dystalnego (warstwy hieroglifowe). Natomiast we wczesnym priabonie basen morski Roztocza został najprawdopodobniej oddzielony od zbiorników karpackich i uległ stopniowemu wysłodzeniu.

Młodsze utwory – górny priabon z wiercenia Łukowa-4 – można zapewne korelować z niższą częścią formacji mosińskiej dolnej (przełom eocenu/oligocenu) na Niżu Polskim oraz z marglami globigerynowymi Karpat fliszowych. Korelację wiekową umożliwia podobna pozycja stratygraficzna zespołów dinocyst, tak z utworów epikontynentalnych (Grabowska & Ważyńska, 1997), jak i karpaccich (np. Gedl, 1999).

Późnorupelskie piaski z okolic Biłgoraja można wiązać z transgresją, która odpowiada za powstania formacji czempińskiej oraz mosińskiej górnej na Niżu Polskim (Piwocki, 2004). Wynika to z podobieństwa zespołów dinocyst w tych wydzieleniach (por. Grabowska, 1983, 1987, Piwocki *et al.*, 1985). W Karpatach fliszowych wiekowo odpowiada im wyższa część warstw menilitowych (i ich odpowiedników; por. Ryłko, 2004). Natomiast w Karpatach wewnętrznych równowiekowe są utwory niższej części fliszu podhalańskiego (warstwy zakopiańskie i zapewne niższa część warstw chochołowskich (Gedl, 2000a, b).

Transgresja późnopriabońska i późnorupelska zajęła tereny, na których nie zachowały się starsze, bartońskie osady, które powiązane były z kolei z wysokim stanem morza, znacznie wyższym niż w priabonie i rupelu. Mogłoby to świadczyć o ruchach obniżających przedpole karpaccie pod wpływem fałdowań i przewagą tektoniki nad eustatyką dla rozwoju tych dwóch transgresji (por. np. Krzywiec, 2007; Jarosiński *et al.*, 2009).

**5. 3. 5. Dalsze badania.** Obecnie prowadzę badania nad dinocystami z epikontynentalnych utworów eocenu i oligocenu zachodniej i centralnej Ukrainy, będących odpowiednikami fragmentarycznie zachowanych osadów tego wieku w Polsce południowo-wschodniej. W odróżnieniu od polskich profili, sukcesja paleogeńska, zwłaszcza na Wołyniu oraz w okolicach Kijowa, jest dobrze zachowana, a pełne i dobrze odsłonięte profile pozwalają na prześledzenie zmian środowiskowych i ich korelację z polskimi odpowiednikami.

- Barski, M. & Bojanowski, M., 2010. Organic-walled dinoflagellate cysts as a tool to recognize carbonate concretions: an example from Oligocene flysch deposits of the Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 61: 121–128.
- Buraczyński, J., Krzowski, Z., 1994. Middle Eocene in the Sołokija Graben on Roztocze Upland. *Geological Quarterly*, 38: 739–753.
- Buraczyński, J., Rzechowski, J., 1998. Eocen Roztocza. In: LXIX Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Sesja referatowa i konferencje terenowe: Budowa geologiczna Roztocza (100-lecie badań polskich geologów) (eds. Z. Krzowski, M. Harasimiuk, T. Brzezińska-Wójcik, Z. Michalczyk, J. Rzechowski and J. Superson), Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin, 51-63.
- Cieśliński, S., Kubica, B., Rzechowski, J., 1994. *Mapa Geologiczna Polski, 1:200 000, arkusz Tomaszów Lubelski, Dolhobyczów, B – mapa bez utworów czwartorzędowych*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Felisiak, I., 1992. Oligocene–Early Miocene karst deposits and their importance for recognition of the development of tectonics and relief in the Carpathian Foreland, Kraków region, southern Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 62: 173–207.
- Gaździcka, E., 1994. Middle Eocene calcareous nannofossils from the Roztocze region (SE Poland) – their biostratigraphic and palaeogeographic significance. *Geological Quarterly*, 38 (4): 727–734.



- Gedl, P., 1999. Palynology of the Eocene–Oligocene boundary in the Polish Flysch Carpathians – preliminary results. *Przegląd Geologiczny*, 47: 394–400.
- Gedl, P., 2000a. Biostratygrafia i paleośrodowisko paleogenu Podhala w świetle badań palinologicznych. Część I (Biostratigraphy and palaeoenvironment of the Podhale Palaeogene (Inner Carpathians, Poland) in the light of palynological studies. Part I). *Studia Geologica Polonica*, 117: 69–154.
- Gedl, P., 2000b. Biostratigraphy and palaeoenvironment of the Podhale Palaeogene (Inner Carpathians, Poland) in the light of palynological studies. Part II. Summary and systematic descriptions. *Studia Geologica Polonica*, 117: 155–303.
- Gedl, P., 2000c. Newly found marine Oligocene deposits in the Carpathian Foreland and its palaeogeographic consequences. *Slovak Geological Magazine*, 6: 155–157. [P1]
- Gedl, P., 2004. Dinoflagellate cyst record of the Eocene–Oligocene boundary succession in flysch deposits at Leluchów, Carpathian Mountains, Poland. In: Beaudoin, A. B. & Head, M. J. (eds), The Palynology and Micropalaeontology of Boundaries. *Geological Society, London, Special Publications*, 230: 309–324. [P2]
- Gedl, P., 2005a. Late Eocene–early Oligocene organic-walled dinoflagellate cysts from Folsz, Magura Nappe, Polish Carpathians. *Acta Palaeobotanica*, 45: 27–83. [P3]
- Gedl, P., 2005b. *In situ* and recycled dinoflagellate cysts from Middle Miocene deposits at Bęczyn, Carpathian Foredeep, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 124: 371–394.
- Gedl, P., 2012. Reworked Eocene–Oligocene dinoflagellate cysts in the Miocene of the Carpathian Foredeep Basin: implications for Paleogene palaeogeography in SE Poland. *Geological Quarterly*, 56 (4): 853–868. [P4]
- Gedl, P., 2013. Eocene dinoflagellate cysts from the Popiele beds at Koniusza (Skole Nappe, Flysch Carpathians, Poland): taxonomy, biostratigraphy, and palaeoenvironmental reconstruction of a marginal marine basin. *Studia Geologica Polonica*, 136: 1–197. [P5]
- Gedl, P., 2014. Eocene dinoflagellate cysts from the Sołokija Graben (Roztocze, SE Poland): biostratigraphy and palaeoenvironment. *Geological Quarterly*, 58 (4): 707–728. [P6]
- Gedl, P., 2015. Dinoflagellate cysts from the Palaeogene of the Łukowa-4 borehole (Carpathian Foredeep, SE Poland): biostratigraphy and palaeoenvironment. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85 (1): 285–308. [P7]
- Grabowska, I., 1983. Palinoflora i plankton paleogeński z NW Polski. *Przegląd Geologiczny*, 31: 420–423.
- Grabowska, I., 1987. Charakterystyka palinoflorystyczna i mikroplanktonowa osadów trzeciorzędowych północnej polski na tle profili otworów Chłapowo I i Chłapowo II. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 356: 65–87.
- Grabowska, I. & Ważyńska, H., 1997. Badania palinologiczne i fitoplanktonowe osadów trzeciorzędowych z pobrzeża Gdańskiego i Bałtyku. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 375: 5–32.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235: 1156–1167.
- Jarosiński, M., Poprawa, P. & Ziegler, P.A., 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. *Geological Quarterly*, 53: 3–26.
- Kasiński, J. R. & Piwocki, M., 1994. Neogene coal-forming sedimentation in the Carpathian Foredeep, southern Poland. *Geological Quarterly*, 38: 527–552.
- Kosmowska-Ceranowicz, B., Kociszewska-Musiał, G., Musiał, T. & Müller, C., 1990. The amber-bearing Tertiary sediments near Parczew. *Prace Muzeum Ziemi*, 41: 21–35.
- Kowalewski, K., 1957. Tertiaire dans la partie nord de la Basse Plaine de Sandomierz (Pologne meridionale). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 119: 1–124. [In Polish, with French summary.]
- Krzowski, Z., 1993. Trzeciorzędowe osady glaukonitowe na Wyżynie Lubelskiej w świetle geochronologii izotopowej glaukonitu. *Prace Naukowe Politechniki Lubelskiej*, 231: 1–171.
- Krzywiec, P., 2007. Tectonics of the Lublin area (SE Poland) – new views based on results of seismic data interpretation. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 422: 1–18.
- Kubica, B., 1965. Odsłonięcie miocenu w Podgórzu koło Zawichosta. W: Pawłowski, S. (ed.), *Przewodnik XXXVIII Zjazdu PTG, Tarnobrzeg 21-24 sierpnia 1965*. Warszawa, p. 60-65.
- Kulczycka, J., 1975. Sprawozdanie z badań geologiczno-zwiadowczych za żwirami w rejonie Tomaszowa Lubelskiego. Archiwum CAG no 385359, Warszawa.
- Myśliwiec, M. & Śmist, P., 2006. Eocene and Oligocene sediments of the Tarnogród area (NE part of the Polish Carpathian Foredeep). *Przegląd Geologiczny*, 54: 724–730.
- Piwocki, M., 2004. Paleogen. In: Budowa geologiczna Polski. Tom I: Stratygrafia. Część 3a: Kenozoik, paleogen, neogen (eds. T.M. Peryt and M. Piwocki), Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 22–71.
- Piwocki, M., Olkowicz-Paprocka, I., Kosmowska-Ceranowicz, B., Grabowska, I. & Odrzywolska-Bieńkowska, E., 1985. Stratygrafia trzeciorzędowych osadów bursztynonośnych okolic Chłapowo koło Pucka. *Prace Muzeum Ziemi*, 37: 61–77.
- Ryłko, W., 2004. Karpaty. In: Budowa geologiczna Polski. Tom I: Stratygrafia. Część 3a: Kenozoik, paleogen, neogen (eds. T.M. Peryt and M. Piwocki), Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 271–338.

- Szymanko, J. & Wójcik, K., 1982. Geology of the Middle Miocene Korytnica basin (southern slopes of the Holy Cross Mts, Central Poland) in the light of geophysical data and photogeological analysis. *Acta Geologica Polonica*, 32: 93–108.
- Van Couvering, J.A., Aubry, M.-P., Berggren, W.A., Bujak, J.P., Naeser, C.W. & Wieser, T., 1981. The terminal Eocene event and the Polish connections. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36: 321–362.
- Worobiec, E. & Gedl, P., 2010. Spore-pollen and phytoplankton analysis of the Upper Miocene deposits from Józefina (Kraków–Silesia Upland, Poland). *Geological Quarterly*, 54: 41–54.
- Zachos, J. C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. & Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686–693.

## 6. Omówienie pozostałych osiągnięć naukowo-badawczych

Pod koniec moich studiów na Wydziale Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Jagiellońskiego, z inicjatywy prof. dr. hab. Adama Gasińskiego z Instytutu Nauk Geologicznych UJ i dzięki jego poparciu, uzyskałem sześciomiesięczne stypendium w ramach programu TEMPUS, w ramach którego wyjechałem w 1993 roku do Laboratorium Palinologii i Paleobotaniki (Uniwersytet w Utrechcie, Holandia), gdzie mieści się jedno z najlepszych w świecie centrum badawczo-szkoleniowych w zakresie palinologii. W ośrodku tym rozpocząłem naukę nad kopalnymi bruzdnicami (Dinoflagellata) pod opieką naukową Hana Leerevelde, Roela Verresuela, Dana Zevenbooma i Henka Brinkhuisa. Zapoznałem się z metodami ekstrakcji bruzdnic kopalnych, ich morfologią, taksonomią oraz zastosowaniem w stratygrafii i paleoekologii. Równocześnie opracowywałem materiały do mojej pracy magisterskiej, której celem było określenia na podstawie dinocyst wieku warstw ostryskich – najmłodszego ogniwa fliszu podhalańskiego.

Po powrocie ukończyłem pracę magisterską, wykonaną pod opieką naukową prof. dr. hab. Adama Gasińskiego (ING UJ) oraz dr. Hana Leerevelde (LPP, Utrecht). Obrona miała miejsce w lipcu 1993 r.

Pracę naukową rozpocząłem przyjmując zatrudnienie w Instytucie Nauk Geologicznych PAN w Krakowie, w grudniu 1993. Przedmiotem moich badań są kopalne cysty przetrwalnikowe bruzdnic (Dinoflagellata), potocznie zwane dinocystami.

Polskie badania nad tą grupą mikroorganizmów rozpoczęła w początkach XX wieku prof. Jadwiga Wołoszyńska. Badania form kopalnych, zapoczątkowane zostały dopiero w latach 60-tych ubiegłego stulecia i były prowadzone głównie przez prof. Hannę Górkę z Uniwersytetu Warszawskiego oraz dr. Irenę Grabowską z Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie. Podsumowanie polskich badań nad dinocystami zostało opublikowane w wydawnictwie *Budowa Geologiczna Polski, III, Atlas Skamieniałości Przewodnych i Charakterystycznych, 3a, Kenozoik, Trzeciorzęd, Neogen* (Gedl, Grabowska

1996a, b) oraz w rozdziale mojego autorstwa *Bruzdnice (Dinoflagellata)* podręcznika *Palinologia* (red. Dybova-Jachowicz, S. & Sadowska, A., 2003).

Po obronie pracy magisterskiej kontynuowałem badania nad dinocystami z fliszu podhalańskiego opieką naukową prof. dr. Krzysztofa Birkenmajera. Wyniki tych badań były przedmiotem mojej rozprawy doktorskiej, złożonej w 1999, obronionej w styczniu 2000 r. W następnych latach kontynuowałem badania kopalnych dinocyst, w aspekcie taksonomicznym, ale także stratygraficznym, paleoekologicznym oraz paleogeograficznym. Swoimi badaniami obejmuję wszystkie okresy występowania dinocyst – od późnego triasu po współczesność.

Poniżej przedstawiam najważniejsze kierunki prowadzonych przeze mnie badań (cytowana literatura dotyczy tylko prac własnych z uwagi na skrótowość omówienia).

**6. 1. Dinocysty centralnokarpackiego paleogenu.** Przedmiotem moich badań są zespoły dinocyst z centralnokarpackiego paleogenu na obszarze Polski oraz Słowacji. Prowadzę je na odsłonięciach oraz z materiałów wiertniczych z polskiej części paleogenu, tzw. eocenu tatrzańskiego (numulitowego) oraz nadległego fliszu podhalańskiego. W wyniku moich badań dinocyst, ze wszystkich ogniw fliszu podhalańskiego w zachodniej części jego występowania na terenie Polski, ustalono jego oligoceński wiek (Gedl, 1995, 1998a, b, 1999), wykluczając wcześniej przyjmowany wiek eoceński. Obecność rodzaju *Chiropteridium* w spagowych partiach najstarszych wydzielen fliszu podhalańskiego, tzw. warstwach szaflarskich oraz zakopiańskich, pozwala na ich korelację ze środkową częścią dolnego oligocenu (rupelu).

W obrębie całego fliszu podhalańskiego na terenie Polski wydzieliłem 4 lokalne zony dinocystowe: *Chiropteridium lobospinosum*, *Wetzeliiella* sp. A, *Distatodinium biffi* oraz *Glaphyrocysta* sp. A (Gedl, 2000a, b). Zona *Wetzeliiella* sp. A (najprawdopodobniej wyższa część dolnego oligocenu) rozpoznana została także na terenie Słowacji (Gedl w: Plašienka *et al.*, 2013). Zespoły dinocyst z wyższych ogniw fliszu podhalańskiego (tzw. warstw chochołowskich i ostryskich) potwierdzają ich oligoceński wiek (np. *Distatodinium biffi*). Nie stwierdziłem natomiast w najmłodszych ogniwach fliszu podhalańskiego obecności miocenijskich dinocyst, które mogłyby potwierdzać wczesnomiocenijski wiek tej części fliszu, sugerowany na podstawie badań nannoplanktonu wapiennego, zarówno w Polsce, jak i na Słowacji.

Brak dinocyst nie pozwolił na określenie tą samą metodą wieku tzw. eocenu tatrzańskiego. Wyniki badań otwornic z tego wydzielenia sugerują istnienie luki stratygraficznej między węglanowym a fliszowym ogniwem paleogenu wewnątrzkarpackiego w Polsce (Gedl, 2000a, b). Badania dinocyst z marglistych klastów, reprezentujących eocen

tatrzański, a które występują na wtórnym złożu w obrębie fliszu podhalańskiego, potwierdzają środkowo–późnoeocenijski wiek eocenu tatrzańskiego (Gedl, 2004a; Gedl & Garecka, 2008) i podtrzymują tezę o istnieniu przerwy sedymentacyjnej obejmującej najwcześniejszy rupel.

Podobne, środkowo–późnoeocenijskie zespoły dinocyst opisałem z tzw. warstw szambrońskich na słowackiej Orawie, występujących w pobliżu zlepieńcowatych tzw. warstw purowskich, będących erozyjnymi wypełnieniami podmorskich kanionów (Gedl, 2004b; w: Soták *et al.*, 2007). W zespołach słowackich na uwagę zwraca stosunkowo duży udział taksonów charakterystycznych dla warunków otwartego zbiornika wodnego (*Impagidinium*) przy jednoczesnej obecności form płytkowodnych (*Homotryblum*), przeniesionych zapewne ze stref przybrzeżnych. W starszych, środkowo eocenijskich zespołach, oznaczyłem gatunki charakterystyczne dla stosunkowo ciepłego klimatu (*Diphyes colligerum*). Natomiast w młodszych zespołach późnoeocenijskich pojawia się charakterystyczny dla wyższych szerokości geograficznych gatunek *Impagidinium velorum*, którego obecność może świadczyć o stopniowym ochładzaniu w priabonie.

Bardzo wyraźne lateralne zróżnicowanie zespołów dinocystowych oraz palinofacji, które stwierdziłem dla fliszu podhalańskiego Polski, początkowo zinterpretowałem jako efekt warunków środowiskowych bądź sedymentologicznych, panujących w oligocenie (Gedl, 1997, 1998b, 2000a, c, d). Nie można jednak wykluczyć, że ten rozkład palinofacji odzwierciedla późniejsze zróżnicowanie stopnia geotermicznego, co mogło wpłynąć na różny stan zachowania materii organicznej paleogenu centralnokarpackiego. Rozkład palinofacji z rejonu Orawy oraz Spisza wydaje się potwierdzać przypuszczenie o wyższym stopniu geotermicznym w tym drugim rejonie, najprawdopodobniej powiązany z pobliską strefą uskoku Ruzbachów.

- Gedl, P., 1995. Dinoflagellate cysts from the Ostrysz Formation (Oligocene Flysch, Polish Inner Carpathians), their age and palaeoecology. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 43 (2): 79–98.
- Gedl, P., 1997. Rozkład palinofacji a kierunki transportu w utworach fliszu podhalańskiego. W: Obszary źródłowe: zapis w osadach, VI Spotkanie sedymentologów, Materiały: 14–19, Lewin Kłodzki.
- Gedl, P., 1998a. Wiek fliszu podhalańskiego na podstawie dinocyst. *Przegląd Geologiczny*, vol. 46 (1): 45–46.
- Gedl, P., 1998b. Biostratygrafia i środowisko sedymentacji paleogenu podhalańskiego na podstawie badań palinologicznych. In: Skoczylas, J. (ed.), *Streszczenia referatów wygłoszonych w 1997 roku*. Polskie Towarzystwo Geologiczne Oddział w Poznaniu, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza Instytut Geologii, Poznań, pp. 65–84.
- Gedl, P., 1999. The age of base and top of the Podhale Palaeogene Flysch (Inner Carpathians, Poland) based on dinocysts. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 47: 77–102.
- Gedl, P., 2000a. Biostratygrafia i paleośrodowisko paleogenu Podhala w świetle badań palinologicznych. Część I (Biostratigraphy and palaeoenvironment of the Podhale Palaeogene (Inner Carpathians, Poland) in the light of palynological studies. Part I). *Studia Geologica Polonica*, 117: 69–154.
- Gedl, P., 2000b. Biostratigraphy and palaeoenvironment of the Podhale Palaeogene (Inner Carpathians, Poland) in the light of palynological studies. Part II. Summary and systematic descriptions. *Studia Geologica Polonica*, 117: 155–303.

- Gedl, P., 2000c. Palaeogeography of the Podhale Flysch (Oligocene; Central Carpathians, Poland) – its relation to the neighbourhood areas as based on palynological studies. *Slovak Geological Magazine*, 6: 150–154.
- Gedl, P., 2000d. Trophic conditions during the Early Oligocene stage of the development of the Podhale Flysch Basin (Inner Carpathians, Poland): a dinocyst record. *Acta Palaeobotanica, Supplement*, 2: 279–291.
- Gedl, P., 2004a. Eocene dinoflagellate cysts from exotic clasts in a submarine slump, Podhale Flysch (Oligocene), Inner Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 123: 199–222.
- Gedl, P., 2004b. Dinoflagellate cysts from the Šambron beds (Central Carpathian Palaeogene) in Slovak Orava. *Studia Geologica Polonica*, 123: 223–243.
- Gedl, P. & Garecka, M., 2008. Middle–Late Eocene phytoplankton from marl intraclasts, Podhale Palaeogene, Inner Carpathians, Poland: biostratigraphic and paleoenvironmental implications. *Geologica Carpathica*, 59: 319–332.
- Plašienka D., Józsa Š., Gedl P., Madzin J., 2013. Fault contact of the Pieniny Klippen Belt with the Central Carpathian Paleogene Basin (Western Carpathians): new data from a unique temporary exposure in Lutina village (Eastern Slovakia). *Geologica Carpathica*, 64: 165–168.
- Soták, J., Gedl, P., Banská, M. & Starek, D., 2007. Nové stratigrafické dáta z paleogénnych súvrstvi centrálnych Západných Karpát na Orave – výsledky integrovaného mikropaleontologického štúdia na profile Pucov (English summary: New stratigraphic data from the Paleogene formations of the Central Western Carpathians at the Orava region: results of integrated micropaleontological study in the Pucov section). *Mineralia Slovaca*, 39: 89–106.

**6. 2. Dinocysty miocenu zapadliska karpackiego.** Kolejnym tematem moich badań są dinocysty i palinofacje miocenu zapadliska karpackiego, analizowane pod kątem biostratygrafii oraz rekonstrukcji środowiskowych, zwłaszcza w odniesieniu do zmian, jakie miały miejsce w trakcie tzw. kryzysu salinarnego. Obszar badań obejmuje zapadlisko karpackie w granicach Polski [od zachodniej części zapadliska (rejon Gliwic i Krakowa; np. Gedl, 1997), poprzez część centralną oraz północną (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich; np. Gedl, 1996) po Roztocze], jak również część czeską (np. Gedl w: Peryt *et al.*, 1997) i ukraińską (np. Gedl & Peryt, 2011). Część materiałów pochodzi ponadto z miocenu znajdującego się pod nasunięciem karpackim, jak również leżącego na Karpatach (Gonera & Gedl, 2005).

Na podstawie dotychczasowych badań stwierdziłem silne zróżnicowanie osadów mioceńskich zapadliska karpackiego pod względem występowania dinocyst. Ich zespoły ściśle odzwierciedlają warunki środowiskowe, w jakich powstawały badane utwory (Gedl, 1995; Gedl & Grabowska, 1996). Dolny miocen polskiego sektora zapadliska karpackiego, często wykształcony w facjach burowęglowych, nie zawiera dinocyst lub jedynie ich zubożone taksonomicznie zespoły. Natomiast równoległe osady z czeskiego odcinka zapadliska zawierają morskie osady, które charakteryzują się zespołami dinocyst typowymi dla środowiska płytkomorskiego, prawdopodobnie o podwyższonym zasoleniu (obecność licznych przedstawicieli *Polysphaeridium*). Odzwierciedleniem badeńskiej transgresji, która objęła przeważającą część zapadliska, są najbardziej zróżnicowane pod względem taksonomicznym zespoły występujące zarówno w facjach basenowych (np. warstwy skawińskie; np. Gedl, 1997, 1999, 2005), jak i facjach przybrzeżnych (np. ily korytnickie; Gedl, 1996). Takie zróżnicowanie zespołów dinocyst stwierdziłem w badeńskich, podewaporatowych osadach, zarówno w

polskiej, jak i ukraińskiej części zapadliska. Charakterystycznymi taksonami dla strefy basenowej są *Impagidinium* oraz *Nematosphaeropsis labyrinthus* i *Palaeocystodinium striatogranulosum*, natomiast dla stref przybrzeżnych *Batiacasphaera sphaerica* i *Polysphaeridium* (por. Gedl, 1995).

Osobną, bardzo istotną kwestią jest zróżnicowanie zmian środowiskowych, jakie poprzedziły kryzys salinarny. W zachodnich rejonach występowania miocenu zapadliska (rejon Gliwic; Gedl, 1998), w odcinku podścielającym serię ewaporatów, zaznaczają się zmiany w zespołach dinocyst (zwiększenie udziału form przybrzeżnych przy równoczesnym zaniku taksonów otwartego morza) co sugerowałoby spłylenie zbiornika tuż przed rozwojem sedymentacji gipsów i anhydrytów. Inny przebieg wydaje się mieć miejsce w bardziej centralnych części basenu zapadliska, gdzie zespoły dinocyst z ilów podścielających gipsy zawierają stosunkowo duży udział form oceanicznych (Peryt & Gedl, 2010). Podobnie, w centralnej części zapadliska osady ilaste, bezpośrednio przykrywające serię chemiczną, zawierają dinocysty wskazujące na stosunkowo głęboki basen (*Nematosphaeropsis*), podczas gdy ich zespoły z bardziej przybrzeżnych profili, tak polskiej jak i ukraińskiej części zapadliska, zawierają zespoły typowe dla stosunkowo płytkiego zbiornika, często o podwyższonym zasoleniu wody. Rozwój sedymentacji chemicznej nie był zatem poprzedzony wyraźnymi zmianami w składzie dinocyst; nie odnotowałem wzrostu udziału form typowych dla środowisk hypersalinarnych, jakich można byłoby się spodziewać w najwyższych partiach profili, podścielających serie chemiczne (Peryt & Gedl, 2010).

Całkowita zmiana ekosystemu zaznacza się wraz z początkiem sedymentacji chemicznej (Gedl, 2004). Następuje całkowity zanik dinocyst, w tym również tych tolerujących podwyższony stopień zasolenia, co dowodzi zmiany chemizmu wód ówczesnego zbiornika w całej kolumnie wody. Brak dinocyst w osadach chemicznych jest typowy dla całego obszaru zapadliska karpackiego, od Czech poprzez Polskę do Ukrainy (np. Gedl w: Peryt *et al.*, 1997, 2014; Gedl, 1997, 1999; Gedl & Peryt, 2011).

Zakończenie sedymentacji chemicznej w basenie zapadliska wiązało się z ponownym pojawieniem się warunków, pozwalających na odbudowanie flory bruzdnic. Zespoły dinocyst opisane przeze mnie z utworów bezpośrednio przykrywających ewaporaty, jak również z tych wyżejległych, wskazują na zróżnicowane warunki sedymentacyjne. W zachodniej części zapadliska (okolice Gliwic) ponad ewaporatami pojawiają się zubożałe zespoły, wśród których występują jednak gatunki otwartego morza, co sugerowałoby stosunkowo głęboki i otwarty basen. Powyżej dinocysty zanikają, a palinofacja składająca się z elementów roślin naczyniowych wskazuje na intensywną dostawę materiału z okalającego lądu (Gedl, 1997).

Podobny rozkład zespołów dinocyst i palinofacji opisałem z centralnej, basenowej części basenu zapadliska (np. Gedl, 1999), gdzie na ewaporatach występują przybrzeżne zespoły dinocyst, szybko zastępowane przez zespoły otwartego morza (m. in. z licznymi *Nematosphaeropsis*). Te z kolei zanikają w miarę intensywnej dostawy materii klastycznej, co zaznacza się w przeważającą częśći profilu miocenu.

Odmienne wygląda rozwój zespołów dinocyst w strefie nadewaporatowej Roztocza, tj. elementu wyniesionego w późnym badenie w stosunku do części basenowej zapadliska. Dominują tutaj zespoły płytkowodne, często z licznymi przedstawicielami *Polysphaeridium* – rodzaju typowego dla środowisk lagunowych o podwyższonym zasoleniu.

Morskie dinocysty zostały przeze mnie znalezione również w utworach miocenu występujących na sfałdowanych Karpatach (Gonera & Gedl, 2005). W odsłonięciach miocenu w Nowym Sączu są obecne zespoły dinocyst z m. in. *Spiniferites ramosus*, *Systematophora placacantha* i *Lingulodinium machaerophorum*. Skład zespołu sugeruje przybrzeżne środowisko, z wodą o normalnym zasoleniu. Zarówno wyżej- jak i niżejleżące utwory są pozbawione dinocyst, a ich palinofacja składa się wyłącznie z elementów lądowych, co sugeruje kontynentalne, zapewne jeziorzyskowe, warunki sedymentacji.

- Andreychouk, V., Worobiec, E., Gedl, P. & Worobiec, G., 2014. Origin of the palaeokarst in Miocene evaporites on the SW periphery of the Eastern European Platform in the light of palynological studies – a case study of the Zoloushka Cave, Bukovina, Western Ukraine. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 84 (4): 297–323.
- Gedl, P., 1995. Batymetryczne zróżnicowanie warunków sedymentacji miocenu Przedgórze Karpat na podstawie Dinocyst (Pyrrhophyta). W: Mirek, Z. & Wójcicki, J. J. (eds), *Szata roślinna Polski w procesie przemian. Materiały konferencji i sympozjów 50 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Botanicznego, Kraków 26.06–01.07.1995*, p. 114.
- Gedl, P., 1996. Middle Miocene dinoflagellate cysts from the Korytnica clays (Góry Świętokrzyskie Mountains, Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, vol. 66 (2): 191–218.
- Gedl, P., 1997. Palynofacies of the Miocene deposits in the Gliwice area (Upper Silesia, Poland). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 45: 191–201.
- Gedl, P., 1999. Palaeoenvironmental and sedimentological interpretations of the palynofacies analysis of the Miocene deposits from the Jamnica S-119 borehole (Carpathian Foredeep, Poland). *Geological Quarterly*, 43: 479–492.
- Gedl, P., 2004. Uwagi na temat paleośrodowiska sedymentacji osadów chemicznych miocenu zapadliska przedkarpackiego w świetle badań palinologicznych. In: *Miocenijskie złoża soli w rejonie przykarpackim (Miocene Salt Deposits in the Carpathian Region)*, 11–12.02.2004 Kraków, p. 5.
- Gedl, P., 2005. *In situ* and recycled dinoflagellate cysts from Middle Miocene deposits at Bęczyn, Carpathian Foredeep, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 124: 371–394.
- Gedl, P. & Grabowska, I., 1996. Gromada Pyrrhophyta Pascher. W: Malinowska, L. & Piwocki, (red.), *Budowa geologiczna Polski, tom III: Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 3a: kenozoik, trzeciorzęd, zeszyt 2: neogen*, pp. 759–764.
- Gedl, P. & Peryt, D., 2011. Dinoflagellate cyst, palynofacies and foraminiferal records of environmental changes related to the Late Badenian (Middle Miocene) transgression at Kudryntsi (western Ukraine). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 81: 331–349.
- Gonera, M. & Gedl, P., 2005. Stop 4 – Nowy Sącz: micropalaeontology of autochthonous marine and freshwater Miocene deposits. In: Gedl, P. (ed.), *Excursion Guide. 5<sup>th</sup> Micropalaeontological Workshop, Szymbark, Poland: MIKRO-2005*, p. 76–78.

- Peryt, D. & Gedl, P., 2010. Palaeoenvironmental changes preceding the Middle Miocene Badenian salinity crisis in the northern Polish Carpathian Foredeep Basin (Borków quarry) inferred from foraminifers and dinoflagellate cysts. *Geological Quarterly*, 54: 487–508.
- Peryt, D., Gedl, P. & Peryt, T.M., 2014. Foraminiferal and palynological records of the Late Badenian (Middle Miocene) transgression in Podolia (Shchhyrets near Lviv, western Ukraine). *Geological Quarterly*, 58 (3): 465–484.
- Peryt, T. M., Karoli, S., Peryt, D., Petrichenko, O. I., Gedl, P., Durkovicova, J. & Dobieszyńska, Z., 1997. Westernmost occurrence of the Middle Miocene Badenian gypsum in Central Paratethys (Kobeřice, Moravia, Czech Republic). *Slovak Geological Magazine*, vol. 3 (1997) 105–120.

### 6. 3. Dinocysty miocenu basenu epikontynentalnego.

Miocen Polski niżowej wykształcony jest przeważnie w facjach kontynentalnych, wśród których pojawiają się jednak wkładki utworów morskich związanych z transgresjami morskimi, które objęły obszar Polski zachodniej (głównie monokliny przedsudeckiej). W tym rejonie, w okolicach Legnicy, udało mi się znaleźć zespoły morskich dinocyst (Gedl & Worobiec, 2005), które stanowią zapewne zapis jednego ze wzmiankowanych powyżej krótkotrwałych zalewów morskich w Polsce zachodniej. Obecność licznych przybrzeżnych dinocyst (np. *Batiacasphaera*) wskazuje na płytkowodne, przybrzeżne środowisko sedymentacji. Moje pozostałe badania miocenu niżowego (np. Worobiec & Gedl, 2010) nie wykazały obecności dinocyst morskich, co potwierdza ograniczony zasięg transgresji morskich, powiązanych zapewne z basenem Morza Północnego.

- Gedl, P. & Worobiec, E., 2005. Organic-walled dinoflagellate cysts from Miocene deposits of the Legnica-33/56 borehole (Fore-Sudetic Monocline) as indicators of marine ingression in south-western Poland. *Studia Geologica Polonica*, 124: 395–410.
- Worobiec, E. & Gedl, P., 2010. Spore-pollen and phytoplankton analysis of the Upper Miocene deposits from Józefina (Kraków–Silesia Upland, Poland). *Geological Quarterly*, 54: 41–54.

### 6. 4. Granica eocen-oligocen w Karpatach.

Granica eocenu i oligocenu, to kolejna faza wymierania w przeszłości geologicznej, która objęła zarówno organizmy lądowe, jak i morskie. Wiąże się z nią istotne ochłodzenia klimatu Ziemi, odpowiedzialne zapewne po części za zmiany biotyczne. Podjąłem badania nad zapisem palinologicznym tych zmian w Karpatach, gdzie granica ta ma ciągły zapis (w odróżnieniu od wielu innych profili, np. z basenu epikontynentalnego Polski Niżowej czy Europy północno-zachodniej) oraz zaznacza się istotną zmianą facji – pojawiają się bogate w organikę warstwy (tzw. warstwy menilitowe lub ich odpowiedniki). Moje badania obejmują szereg profili Karpat fliszowych, od płaszczowiny magurskiej po najbardziej zewnętrzne płaszczowiny skolską i podśląską (Gedl, 2000, 2003, 2004, 2005a, b, c; Gedl & Leszczyński, 2005) oraz profile Karpat Wewnętrznych (Gedl w: Soták *et al.*, 2004, 2005).



Precyzyjne wyznaczenie samej granicy w badanym materiale na podstawie dinocyst okazuje się jednak trudne; pojawienie się pierwszych, typowo oligoceńskich gatunków, zazębia się z występowaniem gatunków eoceńskich, które mogą jednak być redeponowane. Dyskusyjne są również zasięgi niektórych „wczesnoligoceńskich” gatunków, np. *Wetzeliella gochtii* i *Reticulosphaera actinocoronata*, długo uważanych za typowo oligoceńskie, a w najnowszych opracowaniach podawanych także z najwyższego eocenu. Niemniej jednak, zmiany jakie zachodzą w zespołach dinocystowych w szeregu zbadanych profilach Karpat fliszowych pozwalają na umieszczenie granicy eocenu i oligocenu w stropie margli globigerynowych, co potwierdza wcześniejsze ustalenia na podstawie innych grup mikroskamieniałości.

Charakter tych zmian ma jednak charakter długofalowy. Środkowo- i późnoeoceńskie facje ilaste (łupki pstre, zielone, warstwy hieroglifowe, itp.) oraz margle globigerynowe zawierają generalnie bogate zespoły dinocyst, charakterystyczne dla warunków otwartego morza. Zmiana tych zespołów zaznacza się w wyższej części margli globigerynowych, gdzie liczniej pojawiają się formy charakterystyczne dla bardziej przybrzeżnych środowisk, często o obniżonym lub podwyższonym zasoleniu. Wraz z pojawieniem się ciemnych utworów warstw menilitowych nastąpił całkowity zanik dinocyst, a palinofacja tego wydzielenia litostratygraficznego składa się niemal wyłącznie z materii amorficznej, typowej dla środowisk anoksycznych.

Zmiana zespołów dinocyst, poprzedzające rozpoczęcie sedymentacji warstw menilitowych, nie ma jednak ani gwałtownego charakteru ani ich zakres nie wskazuje na jakiegokolwiek istotne przebudowania basenów karpackich, np. silne spłylenie.

Nieco odmienny zapis interwału granicznego badałem w północnej strefie basenu magurskiego (strefa Siar), gdzie ponad hemipelagicznymi łupkami z Szymbarku występują utwory turbidytowe warstw magurskich (Gedl & Leszczyński, 2005). Pojawienie się *Areoligera? semicircularata* w spągu warstw magurskich sugeruje granicę eocenu i oligocenu. Natomiast zapis palinologiczny wyraźnie odróżnia badane utwory odzwierciedlając wykształcenie litologiczne: hemipelagiczne łupki z Szymbarku zawierają względnie wysoki udział dinocyst (8%), podczas gdy wyżejległe utwory turbidytowe cechują się niewielkim udziałem dinocyst, w większości form przybrzeżnych, po części zapewne redeponowanych (Gedl & Leszczyński, 2005; Gedl, 2005c).

Istotnym aspektem moich badań nad zmianami w najpóźniejszym eocenie i najwcześniejszym oligocenie rejonu karpackiego jest analiza zespołów dinocyst pod kątem zmian klimatycznych. Późny eocen i wczesny oligocen jest okresem ochładzania klimatu kuli ziemskiej, związanym m.in. ze zmianami układu mas lądowych południowej hemisfery, co

wymusiło zmianę cyrkulacji oceanicznych i w konsekwencji pojawienie się czapy lodowej na Antarktydzie.

W badanych profilach karpaccich, zespoły dinocyst zdominowane są przez formy kosmopolityczne; w wyższej części większości profili pojawiają się jednak taksony charakterystyczne dla wyższych szerokości geograficznych (np. *Impagidinium velorum*, *Svalbardella* sp.), co wskazuje na obniżenie temperatury wód powierzchniowych.

- Gedl, P., 2000. Palynological record of the Eocene/Oligocene transition in Polish Flysch Carpathians. *In: Wang, W., Ouyang, S., Sun, X. & Yu, G. (eds), 10<sup>th</sup> International Palynological Congress, June 24–30, 2000, Abstracts: p. 51–52.*
- Gedl, P., 2003. Organic-walled dinoflagellate cyst events across the Eocene–Oligocene transition interval in the Polish Carpathians. *In: Matsuoka, K., Yoshida, M. & Iwataki, M. (eds), DINO7 Seventh International Conference on Modern and Fossil Dinoflagellates, September 21–25, 2003, Yataro, Nagasaki, Japan, Program, Abstracts & Participants, p. 39.*
- Gedl, P., 2004. Dinoflagellate cyst record of the Eocene–Oligocene boundary succession in flysch deposits at Leluchów, Carpathian Mountains, Poland. *In: Beaudoin, A. B. & Head, M. J. (eds), The Palynology and Micropalaeontology of Boundaries. Geological Society, London, Special Publications, 230: 309–324.*
- Gedl, P., 2005a. Stop 1 – Ropa: palaeoenvironmental changes across the Eocene–Oligocene boundary in the Flysch Carpathian basins. *In: Gedl, P. (ed.), Excursion Guide. 5<sup>th</sup> Micropalaeontological Workshop, Szymbark, Poland: MIKRO-2005, p. 65–68.*
- Gedl, P., 2005b. Stop 5 – Znamirówice: microfossil record of palaeogeographic changes in Carpathian basins during Late Eocene and Oligocene. *In: Gedl, P. (ed.), Excursion Guide. 5<sup>th</sup> Micropalaeontological Workshop, Szymbark, Poland: MIKRO-2005, p. 79–82.*
- Gedl, P., 2005c. Late Eocene–early Oligocene organic-walled dinoflagellate cysts from Folsz, Magura Nappe, Polish Carpathians. *Acta Palaeobotanica, 45: 27–83.*
- Gedl, P. & Leszczyński, S., 2005. Palynology of the Eocene–Oligocene transition in the marginal zone of the Magura Nappe at Folsz (Western Carpathians, Poland). *Geologica Carpathica, 56 (2): 155–167.*
- Soták, J., Gedl, P., Majdová, M. & Starek, D., 2004. A high-resolution biostratigraphy across the Eocene/Oligocene transition: a case study from the Pucov section. ESSE WECA Conference, Bratislava, Slovakia, December 3<sup>rd</sup>–4<sup>th</sup>, 2004. [online abstract at: <http://www.fns.uniba.sk/~kgp/esse/esse.htm>]
- Soták, J., Gedl, P. & Starek, D., 2005. Microplankton impoverishment across the Eocene/Oligocene boundary: a case study from the Pucov section. *Geophysical Research Abstracts, 7: 29–31.*

**6. 5. Zapis dinocystowy granicy kreda-paleogen w Karpatach fliszowych.** Wielkie zmiany w biosferze, jakie zaszły na granicy kredy i paleogenu, są rekonstruowane zazwyczaj na profilach niepełnych, z luką stratygraficzną. Z tego powodu szczególnej wagi są badania mikroskamieniałości, przeprowadzone na kompletnych profilach Karpat fliszowych, powstałych w warunkach głębokiego morza. Jednym z takich profili jest odsłonięcie w Uzgruniu na Morawach (w: Bubík *et al.*, 2001, 2002, 2004; Gedl, 2003). W wykonanej przeze mnie analizie zespołów dinocyst z tego profilu, charakteryzującym się ciągłym wykształceniem litologicznym, obejmującym przejście najwyższego mastrychtu w dan, nie stwierdziłem żadnych zmian o charakterze katastroficznym (Gedl, 2004). Pewne wahania zróżnicowania zespołów dinocyst, interpretowane jako odzwierciedlenie zróżnicowania żyzności wód powierzchniowych i niewielkich zmian poziomu morza, miały raczej charakter długofalowy.

- Bubík, M., Adamová, M., Franců, E., Franců, J., Gedl, P. & Švábenická, L., 2001. Výzkum hranice křída/terciér v magurskim flyši v roce 2000. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2000, Brno 2001*, 22–26.
- Bubík, M., Adamová, M., Bák, M., Franců, E., Franců, J., Gedl, P., Mikuláš, R., Švábenická, L. & Uchman, A., 2002. Results of the investigations at the Cretaceous/Tertiary boundary in the Magura Flysch near Uzgruň. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2001*, 8, 42–52.
- Bubík, M., Bák, M., Gedl, P., Prokop, J., Mikuláš, R., Švábenická, L. & Uchman, A., 2004. Výzkum změn oceánské bioty na hranici křída/terciér na lokalitě Uzgruň v magurském flyši na Morav. In: Zlinská, A. (ed.), 5. Paleontologická Konferencia, Bratislava, jún 2004, Zborník Abstraktov, p. 16.
- Gedl, P., 2003. Zapis dinocystowy granicy kreda–trzeciorzęd w utworach fliszowych Karpat Morawskich (Uzgruň, Czechy). IV Ogólnopolskie Warsztaty Mikropaleontologiczne MIKRO 2003. Kazimierz Dolny 28–30.05.2003, p. 25–26.
- Gedl, P., 2004. Dinoflagellate cyst record of the deep-sea Cretaceous-Tertiary boundary at Uzgruň, Carpathian Mountains, Czech Republic. In: Beaudoin, A. B. & Head, M. J. (eds), *The Palynology and Micropalaeontology of Boundaries. Geological Society, London, Special Publications*, 230: 257–273.

## 6. 6. Zróźnicowanie występowania dinocyst w odmiennych litofacjach.

Interesującym zagadnieniem, z jakim zetknąłem się podczas moich badań nad dinocystami, jest stopień zróźnicowania taksonomicznego ich zespołów w zależności od poziomów litologicznych, w skali centymetrów czy nawet milimetrów. Jest to szczególnie widoczne w osadach głębokomorskich basenów karpaccich, w których zespoły dinocyst z sąsiadujących różnych litologii, np. czerwonych i zielonych łupków pstrych, czy jasnych i ciemnych iłowców, są zazwyczaj całkowicie odmienne.

Celem moich badań było zwrócenie uwagi na diametralnie różne interpretacje warunków środowiska, w zależności od badanej litofacji. Brak należytej dbałości przy pobieraniu próbek do badań może w konsekwencji prowadzić do całkowicie mylnych wniosków, opartych np. na analizie próbek z jednej litofacji, bądź próbek obejmujących różne litofacje (np. lamin nieprzekraczających 1–2 mm grubości). W przypadku większych objętościowo próbek może to powodować zafałszowanie wyniku. Problem ten analizowałem zarówno w głębokowodnych osadach morskich, jak i płytkowodnych jeziorzyskowych (Gedl, 2011).

Zróźnicowanie zapisu palinologicznego w zależności od litofacji jest szczególnie widoczne w górnokredowych i paleogeńskich facjach łupków pstrych – oceanicznej facji hemipelagiczno-pelagicznej, szeroko rozprzestrzenionej w polskich Karpatach fliszowych (Gedl & Lemańska, 2005, 2006; Lemańska & Gedl, 2005; Gedl, 2007b). Zmienność litologiczną tych utworów (zielonkawe laminy w czerwonych iłach) podkreśla całkowity brak materii organicznej w czerwonych iłach, podczas gdy zielonkawe laminy zawierają bogate zespoły dinocyst, charakteryzujące się często wysokim udziałem przybrzeżnych taksonów dinocyst. Jest to wywołane różnym poziomem natlenienia w strefie dennej – wysokim poziomem utleniającym w przypadku iłów czerwonych, prowadzącym do usunięcia materii organicznej oraz w przypadku lamin zielonych nieco niższym, wywołanym większą dostawą

materii organicznej, głównie ze stref przybrzeżnych zbiornika fliszowego. Najlepiej jest to widoczne w przypadku utworów pstrych eocenu, gdy stosunkowo wąskie baseny karpackie były oddzielone wyniesieniami, zasiedlonymi na obrzeżach przybrzeżnymi zespołami dinocyst, resedymentowanymi następnie w centralne partie basenów.

W późnej kredzie natomiast baseny fliszowe były zapewne bardziej rozległe lub też pozbawione wynurzonych rejonów, których wody zasiedlałyby bruzdnice – stąd zielone laminy z górnokredowych łupków pstrych zawierają mniej stosunkowo ubogie zespoły dinocyst, lub są ich w ogóle pozbawione.

Kolejny przykład zróżnicowania palinologii zależnie od litologii znalazłem w profilu górnokredowej formacji łupków z Malinowej, w potoku Trawnego. W odsłonięciach tej wykształconej z czerwonych iłów jednostki litostratygraficznej występują cieniutkie, czarne i ciemnozielone laminy, pojawiające się w stropie 1–2 cm wkładek piaskowców. Znalazłem w nich zespoły dinocyst, w odróżnieniu od sąsiadujących czerwonych łupków, które okazały się pozbawione palinologicznej materii organicznej. Podobnie jak w przypadku utworów pstrych, świadczy to o bardzo lokalnym zróżnicowaniu potencjału utleniającego wynikającego z incydentalnych dostaw materii organicznej z przybrzeżnych stref basenowych do jego centralnych rejonów.

Bardziej skomplikowany model zależności występowania zespołów dinocyst wydaje się mieć miejsce w przypadku facji fliszowych, gdzie oprócz dostawy materii organicznej pochodzenia lądowego, ważną rolę odgrywają warunki środowiskowe w strefie fotycznej (zwłaszcza dostępność nutrientów) oraz zjawiska resedymentacji (Gedl & Kaminski, 2005; Gedl & Suruło, 2005; Gedl, 2006, 2007a).

W przypadku fliszu górnokredowego, jak i paleogeńskiego polskich Karpat fliszowych, zaobserwowałem bardzo dużą zmienność palinofacji oraz zespołów dinocyst na odcinku pojedynczej sekwencji Boumy, pozwalającą wyróżnić 2–3 zupełnie różne zespoły, o całkowicie odmiennej wymowie paleośrodowiskowej.

Podobnie duże zróżnicowanie zapisu palinologicznego w zależności od litologii zaobserwowałem także w innym środowisku sedimentacyjnym – jeziorzyskowych iłach warwowych (Gedl, 2011). Utwory te, charakteryzujące się drobnorytmicznym zapisem par ciemnych i jasnych lamin (najprawdopodobniej odzwierciedlających różne warunki sedimentologiczne zima/lato), badałem w odsłonięciach zlodowacenia Wisły w Polsce północnej. Laminy jasne („letnie”) zawierały znacznie większą ilość palinologicznej materii organicznej w porównaniu z ciemnymi („zimowymi”); te pierwsze zawierały również liczne dinocysty przedczwartorzędowe. Takie zróżnicowanie wywołują inne warunki panujące latem

(większa aktywność wód roztopowych, silne rozmywanie podłoża) niż zimą (warunki stagnujące, zapewne pod pokrywą lodową).

- Gedl, P., 2006. Distribution of dinocysts in bathyal deposits of Polish Carpathians – sedimentary processes vs. palaeoenvironment. In: Program and Abstracts. 3rd Joint Meeting of the Palynology and Silicofossil groups of TMS, March 9–10, 2006, Laboratory of Palaeobotany & Palynology (LPP), Utrecht University, The Netherlands, p. 21.
- Gedl, P., 2007a. Dinocyst distribution in deep-water sediments of Polish Carpathians. In: Zlinská, A. (ed.), 8. Paleontologická konferencia, Zborník abstraktov, Bratislava, jún 2007, pp. 41–42.
- Gedl, P., 2007b. Dinocysts from Upper Cretaceous deep-water marine variegated facies (Malinowa Shale Formation), Pieniny Klippen Belt, Poland: example from the Potok Trawne creek. *Studia Geologica Polonica*, 127: 139–152.
- Gedl, P., 2011. Palynology of Late Pleistocene varved clays from ice-dammed lakes at Lębork and Złocieniec (north-western Poland) – preliminary results. *Geologos*, 17: 49–59.
- Gedl, P. & Kaminski, M. A., 2005. Stop 2 – Grybów: microfossil distribution in the Upper Cretaceous flysch sediment. In: Gedl, P. (ed.), Excursion Guide. 5<sup>th</sup> Micropalaeontological Workshop, Szymbark, Poland: MIKRO-2005, p. 69–71.
- Gedl, P. & Lemańska, A., 2005. Stop 3 – Ptaszkowa: origin of oceanic variegated shales. In: Gedl, P. (ed.), Excursion Guide. 5<sup>th</sup> Micropalaeontological Workshop, Szymbark, Poland: MIKRO-2005, p. 72–75.
- Gedl, P. & Lemańska, A., 2006. Porównanie warunków sedymentacji górnokredowych i eoceńskich pstrych łupków Karpat fliszowych w świetle badań mikropaleontologicznych. In: Wysocka, A. & Jasionowski, M. (eds), Przebieg i zmienność sedymentacji w basenach przedgórskich, II Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS'2, Zwierzyniec 19–26.06.2006, p. 118.
- Gedl, P. & Suruło, M., 2005. Palynology of the Middle Eocene offshore sediments at Tenczyn, Magura Nappe, Flysch Carpathians, Poland. In: Tyszka, J. & Oliwkiewicz-Mikłasińska, M. (eds), 5<sup>th</sup> Micropalaeontological Workshop MIKRO-2005 Abstract Book: Lectures, p. 20.
- Lemańska, A. & Gedl, P., 2005. Benthic agglutinated foraminifera and organic-walled dinoflagellate cysts from Late Cretaceous oceanic deposits at Kalwaria Zebrzydowska, Flysch Carpathians, Poland: biostratigraphy and palaeoenvironment. *Slovak Geological Magazine*, 11: 45–58.

**6. 7. Dinocysty jury epikontynentalnej Polski.** Badania jurajskich dinocyst Polski Niżowej obejmują zarówno wczesno- środkowo- jak i późnojurajskie zespoły. Badania zespołów późnojurajskich mają raczej charakterze przyczynkowy, natomiast większą uwagę poświęciłem wczesno- i środkowojurajskim dinocystom Polski południowej, które badałem w nawiązaniu do tego samego wieku zespołów z pienińskiego pasa skałkowego (zróżnicowanie zespołów dinocyst ze strefy granicznej prowincji sub-borealnej i tetydzkiej).

**6. 7. 1. Jura dolna.** Większość utworów jury dolnej Polski Niżowej ma charakter lądowy. W ich obrębie znajdowane są jednak wkładki utworów morskich bądź lagunowo-jeziorzyskowych, związanych z okresowymi transgresjami, z których największy zasięg miała transgresja toarcka. Z tą transgresją są zapewne związane utwory w Mrzygłodzie (tzw. formacja blanowicka), z których opisałem najstarsze zespoły dinocyst na obszarze monokliny śląsko-krakowskiej. Datuje je gatunek *Luehndea spinosa* na wiek późnoliensbachsko-wczesnotoarcki (Gedl, 2007). Utwory te, związane z wcześniejszym etapem rozwoju basenu epikontynentalnego, powstały w warunkach zbliżonych do panujących w północnej części basenu Nizy Polskiego (wiercenie Gorzów Wielkopolski), na co wskazuje zespół zubożałych taksonomicznie dinocyst wczesnej jury (Gedl & Pieńkowski, 2003).

**6. 7. 2. Jura środkowa.** Z rejonu zapadliska przedkarpackiego badałem materiał wiertniczy utworów jurajskich podścielających paleogen i miocen (Gedl, w opracowaniu). Występujące tu piaszczyste utwory charakteryzują się dużą ilością materii organicznej pochodzenia lądowego, co sugeruje przybrzeżne, niekiedy bagienne, środowiska depozycyjne. Nieliczne dinocysty, rozproszonych wśród materii roślinnej pochodzenia lądowego, datują te osady na bajos i wskazują na obecność środowiska przybrzeżnego, prawdopodobnie na skłonie wyniesienia lądowego (tzw. wału metakarpackiego), rozdzielającego basen epikontynentalny od Tetydy.

Dinocysty z młodszych utworów basenu epikontynentalnego, związanych ze środkowojurajską transgresją, badałem z dobrze udokumentowanych amonitowo sekwencji ilów rudonośnych, pod kątem odtworzenia warunków paleośrodowiskowych (Gedl *et al.*, 2003; Gedl *et al.*, 2006a, b, c; Gedl, 2012; Gedl & Kaim, 2012; Gedl *et al.*, 2012). Na ich podstawie wykazałem istniejące zależności między litologią a określonymi zespołami dinocyst; interwały z poziomami konkrecji zawierają bardziej zróżnicowane zespoły dinocysty, co sugeruje nieco odmienne warunki sedymentacyjne w stosunku do interwałów pozbawionych konkrecji, które zawierają zespoły zdominowane przez rodzaj *Ctenidodinium*; te ostatnie interwały zawierają również większe ilości napławionych szczątków tkanek roślin lądowych (Gedl & Ziaja, 2012). Różnice te wynikają najprawdopodobniej z szybszego tempa depozycji i nieco obniżonego zasolenia w strefie fotycznej w trakcie depozycji interwałów pozbawionych konkrecji, przy jednocześnie zwiększonej dostawie materii terygeniczej spowodowanej zwiększoną aktywnością sieci rzecznej uchodzącej do basenu epikontynentalnego. Interwały zawierające poziomy konkrecji powstawały natomiast przy wolniejszym tempie dostawy materii organicznej i przy zapewne normalnym poziomie zasolenia oraz dostępności nutrientów w strefie fotycznej. Tezy te znalazły potwierdzenie w wynikach badań geochemicznych oraz innych grup skamieniałości (Gedl *et al.*, 2012).

Dla celów porównawczych opracowałem kelowejskie zespoły dinocyst z tzw. kry łukowskiej (na północy kraju; Gedl, 2008). Opisałem w nich ponad sto taksonów dinocyst, sugerując korelację z późnokelowejską zoną dinocystową *Wanaea thysanota*. Bogaty i zróżnicowany taksonomicznie zespół wskazuje na optymalne, morskie warunki depozycji, natomiast obecność borealnych gatunków *Ctenidodinium thulium* i *Valvaeodinium groenlandicum* wskazuje na pierwotną depozycję badanych utworów w strefie wyższych szerokości geograficznych i późniejszą ich dyslokację w trakcie zlodowacenia, co było już wcześniej sugerowane.

**6. 7. 3. Jura górna.** Opisałem zespoły dinocyst z kimerydu Polski północnej (wysad solny Wapienno; Gedl, 2000) oraz z pogranicza oksfordu/kimerydu na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Wólka Bałtowska; Gedl & Ziaja, 2004). Zespół z północy charakteryzuje się dużym bogactwem taksonomicznym, podczas gdy mniej więcej równowiekowy zespół z Wólki Bałtowskiej jest zubożały i zdominowany przez formy proximate *Cribroperidinium venustum* i *Escharisphaeridia mantellii* oraz proximochorate *Atlantodinium* i *Amphorula*. Różnice te spowodowały inne warunki środowiskowe, w jakich powstawały badane utwory: otwartego morza w przypadku ilastych osadów Wapienna i przybrzeżne, częściowo być może lagunowe osadów z Wólki Bałtowskiej.

Badania dinocyst z nieco młodszych – kimerydzko?–dolnotytońskich łupków cieszyńskich dolnych – najstarszych utworów Karpat fliszowych były istotne dla celów porównawczych (Gedl & Szydło, 2001). Zespół dinocyst, zdominowany przez morfotyp *Systematophora/Hystrichosphaerina* oraz *Cribroperidinioideae*, jest typowy dla środowiska przybrzeżnego, zapewne płytkowodnego. Liczna obecność *Cribroperidinioideae* przypomina zespoły dinocyst z marginalnych utworów Wólki Bałtowskiej.

- Gedl, P., 2000. Zespoły dinocyst z kompleksu ilasto-mułowcowego (A) z kamieniołomie w Wapiennie. *Polska Grupa Robocza Systemu Jurajskiego JURASSICA, I Spotkanie, Wiktrowo 28–29.09.2000*, p. 6.
- Gedl, P., 2007. Early Jurassic dinoflagellate cysts from the Kraków-Silesia Monocline, southern Poland: a record from the Blanowice Formation at Mrzygłód. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 77: 147–159.
- Gedl, P., 2008. Dinoflagellate cysts from Callovian of Łuków (Poland) – a re-examination. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 247: 209–269.
- Gedl, P., 2012. Organic-walled dinoflagellate cysts from the Bathonian ore-bearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline, Poland – a palaeoenvironmental approach. *Acta Geologica Polonica*, 62 (3): 439–461.
- Gedl, P., Boczarowski, A., Kaim, A., Kędzierski, M., Leonowicz, P., Smoleń, J., Szczepanik, P. & Witkowska, M., 2006. Lithology, fossil assemblages and palaeoenvironment. Stop B1.5 – Sowa’s and Glinski’s clay pits (uppermost Bajocian–lowermost Bathonian). In: Wierzbowski, A. *et al.* (eds), *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians. Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System, Poland, Kraków, September 6–18, 2006*, pp. 151–152.
- Gedl, P., Boczarowski, A., Kędzierski, M., Leonowicz, P., Smoleń, J., Szczepanik, P. & Witkowska, M., 2006. Lithology, fossil assemblages and palaeoenvironment. Stop B1.6 – Leszczyński’s clay pit (Lower Bathonian). In: Wierzbowski, A. *et al.* (eds), *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians. Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System, Poland, Kraków, September 6–18, 2006*, pp. 153–154.
- Gedl, P., Boczarowski, A., Dudek, T., Kaim, A., Kędzierski, M., Leonowicz, P., Smoleń, J., Szczepanik, P., Witkowska, M. & Ziaja, J., 2006. Lithology, fossil assemblages and palaeoenvironment. Stop B1.5 – Gnaszyn clay pit (Middle Bathonian–lowermost Upper Bathonian). In: Wierzbowski, A. *et al.* (eds), *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians. Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System, Poland, Kraków, September 6–18, 2006*, pp. 155–156.
- Gedl, P. & Kaim, A., 2012. An introduction to the palaeoenvironmental reconstruction of the Bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 62 (3): 267–280.
- Gedl, P., Kaim, A., Boczarowski, A., Kędzierski, M., Smoleń, J., Szczepanik, P., Witkowska, M. & Ziaja, J. 2003. Rekonstrukcja paleośrodowiska sedimentacji środkowojurajskich ilów rudonośnych Gnaszyna (Częstochowa) – wyniki wstępne. *Tomy Jurajskie*, 1: 19–27.
- Gedl, P., Kaim, A., Leonowicz, P., Boczarowski, A., Dudek, T., Kędzierski, M., Rees, J., Smoleń, J., Szczepanik, P., Sztajner, P., Witkowska, M. & Ziaja, J., 2012. Palaeoenvironmental reconstruction of Bathonian

- (Middle Jurassic) ore-bearing clays at Gnaszyn, Krakow-Silesia Homocline, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 62 (3): 463–484.
- Gedl, P. & Pieńkowski, G. 2003. Wstępne wyniki badań wczesnojurajskich cyst Dinoflagellata z wiercenia Gorzów Wielkopolski. *Tomy Jurajskie*, 1, suplement.
- Gedl, P. & Szydło, A., 2001. Uwagi o paleośrodowisku asocjacji dinocystowych i otwornicowych z dolnych łupków cieszyńskich (polskie Karpaty zewnętrzne). W: Pieńkowski, G. & Grabowski, J. (eds), *Polska Grupa Robocza Systemu Jurajskiego Jurassica, II Spotkanie, Starachowice 27–29.09.2001*, p. 11.
- Gedl, P. & Ziaja, J., 2004. Wstępne wyniki badań palinologicznych górnojurajskich utworów z florą z Wólki Bałtowskiej, NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, Polska (summary: Preliminary results of palynological studies of Upper Jurassic flora-bearing deposits from Wólka Bałtowska, NE margin of Góry Świętokrzyskie, Poland). *Tomy Jurajskie*, 2: 49–59.
- Gedl, P. & Ziaja, J., 2012. Palynofacies from Bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline, Poland, with special emphasis on sporomorph eco-groups. *Acta Geologica Polonica*, 62 (3): 325–349.

**6. 8. Dinocysty pienińskiego pasa skałkowego.** Prowadzone przeze mnie badania dinocyst pienińskiego pasa skałkowego dotyczą przeważnie ciemnych osadach głównie środkowej jury, istotnych dla ustaleń stratygraficznych. Dinocysty kredowe opisywałem głównie w celu ich porównania z zespołami jurajskimi; ostatnio badaniami objąłem także dinocysty paleogeńskie.

Wyniki badań dinocyst jurajskich (E. Gedl & P. Gedl, 2001; P. Gedl & E. Gedl, 2001; Birkenmajer & Gedl, 2004, 2007, 2012; Gedl, 2004a, b, 2007a, 2008b; Birkenmajer *et al.*, 2008) po ich uzupełnieniu, zostały ujęte łącznie w monograficznym opracowaniu (Gedl, 2008b). Wyniki badań kolejnych profili jury i kredy jednostki Grajcarka w Szczawnicy zostały opublikowane w latach późniejszych (Gedl, 2013), jak również wyniki badań profilu najgłębszego wiercenia w obrębie struktury pienińskiego pasa skałkowego – otworu Maruszyna IG-1 (Birkenmajer & Gedl, 2012). Ostatnio poszerzyłem badania o słowacki odcinek pienińskiego pasa skałkowego (Gedl *et al.*, 2012; Gedl & Józsa, 2013, 2015).

**6. 8. 1. Jura.** Przedmiotem moich badań są ciemne utwory pienińskiego pasa skałkowego, typowe dla początkowej fazy rozwoju szeroko rozumianych basenów pienińskich (późniejsze, jasne utwory, np. wapienie krynoidowe, czerwone i zielone radiolaryty czy wapienie typu maiolica nie zawierają dinocyst). Wyniki badań wykazały obecność zazwyczaj licznych, chociaż różnie zachowanych zespołów dinocyst w utworach toarcko–batońskich. Uwagę zwraca brak dinocyst w formacji wapienia z Szopki, najstarszej jednostce litostratygraficznej pienińskiego pasa skałkowego na terenie Polski.

Oznaczyłem 111 taksonów dinocyst z następujących formacjach: margli z Krempachów, łupków ze Skrzypnego, szlachtowskiej, z Opaleńca, ze Stembrowu, z Krzonowego, łupków z Harcygrundu, wapienia z Podzamcza oraz radiolarytów z Sokolicy. Na ich podstawie zaproponowałem schemat zonacji dinocystowej dla utworów pienińskiego pasa skałkowego, obejmującego przedział od górnego toarku do oksfordu (Gedl, 2008c).



Wyróżniłem 10 zon dinocystowych: *Nannoceratopsis* spp. (górnny toark), *Phallocysta elongata* (najwyższy toark), *Nannoceratopsis evae* (dolny–górnny aalen), *Dissiliodinium lichenoides* (najwyższy aalen), *Dissiliodinium giganteum* (dolny bajos), *Aldorfia aldorfensis* (górnny bajos), *Ctenidodinium combazii* (najwyższy bajos–środkowy baton), *Dichadogonyaulax sellwoodii* (górnny baton), *Compositosphaeridium polonicum* (kelowej) oraz *Systematophora areaolata* (oksford). Zasięgi stratygraficzne wybranych gatunków dinocyst pozwoliły na datowanie poszczególnych formacji, sugerując diachroniczność niektórych z nich: margli z Krempachów (górnny toark–górnny aalen), łupków ze Skrzypnego (górnny toark–dolny bajos), szlachtowskiej (górnny toark–górnny bajos), z Opaleńca (bajos–baton), ze Stembrowu (górnny bajos), z Krzonowego (najwyższy toark–aalen), łupków z Harcygrundu (górnny aalen?–dolny bajos), wapienia z Podzamcza (bajos) oraz radiolarytów z Sokolicy (górnny bajos–oksford).

Późniejsze dalsze badania zespołów dinocyst z formacji jurajskich, tak z polskiej (Gedl, 2013), jak i ze słowackiej (Gedl & Józsa, 2015) części pienińskiego pasa skałkowego, generalnie potwierdziły powyższe ustalenia wiekowe. Wyniki badań formacji łupków z Harcygrundu z wiercenia Maruszyna IG-1 umożliwiły ustalenie aaleńskiego wieku części tego wydzielenia, wcześniej niepewnego (Birkenmajer & Gedl, 2012).

Obecnie prowadzę badania najstarszych, dolnojurajskich oraz triasowych utworów pienińskiego pasa skałkowego na Słowacji, co powinno zaowocować uzupełnieniem moich dotychczasowym badań z tego regionu.

**6. 8. 2. Kreda.** Dinocysty kredowe pienińskiego pasa skałkowego badałem równocześnie z badaniami utworów jurajskich z uwagi na częste tektoniczne wymieszanie utworów jurajskich i kredowych, co przy pewnym podobieństwie litologicznym utrudniało ich rozróżnienie (por. np. Gedl, 2008a, b).

Najstarsze kredowe zespoły dinocyst opisałem z profilu w Szczawnicy-Zabaniszczu, ze stropu formacji wapienia pienińskiego oraz wyżejległej formacji z Kapuśnicy i wronińskiej (Gedl, 2013). Zespoły te są zróżnicowane taksonomicznie, a dinocysty mają różny stan zachowania. Licznie pojawiają się *Cerbia tabulata*, *Oligosphaeridium* sp. (formacja wapienia pienińskiego), *Odontochitina operculata* i *Valansiella* sp. (formacja z Kapuśnicy). Interpretacja wieku badanych zespołów sugeruje późnobarremsko–wczesnoapcki wiek zespołu z formacji wapienia pienińskiego oraz wczesnoapcki dla zespołu z formacji z Kapuśnicy (zespół z formacji wronińskiej składa się z długowiecznych gatunków, co utrudnia jego datowanie).

Młodsze, późnokredowe zespoły opisałem z wielu stanowisk, na których poszczególne wydzielenia górnej kredy występują w kontakcie tektonicznym ze środkową jurą (por. np. Gedl, 2008a, b): turbidytowe utwory formacji z Hałuszowej (Gedl, 2007a), plamiste facje formacji

hulińskiej (Birkenmajer & Gedl, 2004; Gedl & Józsa, 2015). Występują tu charakterystyczne, zubożale zespoły zdominowane przez *Subtilisphaera/Alterbidinium* sp., *Spiniferites ramosus*, *Palaeohystrichophora infusorioides* i *Pterodinium* sp. Precyzyjne określenie ich wieku jest trudne, obecność *P. infusorioides* wskazuje na szeroki przedział wiekowy – późny alb–wczesny mastrycht. Późnokredowe zespoły opisałem również z ciemnych lamin pojawiających się w generalnie czerwonych utworach formacji łupków z Malinowej (Gedl, 2007b). Występujący tu zespół jest podobny do wcześniej wzmiankowanych – liczne peridinioidy (*P. infusorioides* i *Alterbidinium* sp.), mniej liczne *Spiniferites ramosus*, *Pterodinium cingulatum* i *Odontochitina operculata*. Dodatkowo pojawia się tutaj kilka gatunków, takich jak *Endoscrinium campanula* i *Senoniasphaera rotundata*, które uściślają wiek zespołu z łupków z Malinowej na późny turon–koniak.

Kredowe zespoły dinocyst opisałem także z najgłębszego wiercenia w strukturze pienińskiego pasa skałkowego – Maruszyna IG-1 (Birkenmajer & Gedl, 2012). Występują tutaj zarówno zespoły wczesnokredowe, jak i późnokredowe. Te pierwsze znalazłem w formacji wapienia pienińskiego – stosunkowo bogaty zespół z licznymi *Nexosispinum vetusculum* i *Bourkidinium* sp. – pozwalający na jego datowanie na późny walażyn–wczesny hoteryw. Zubożale późnokredowe zespoły, takie same jak z dotychczas opisywanych równowiekowych zespołów z pienińskiego pasa skałkowego, znalazłem w formacji margli z Jaworek oraz w formacji z Kapuśnicy.

**6. 8. 3. Paleogen.** W wyniku rozpoczętych ostatnio badań formacji paleogeńskich z wiercenia PD-9 w Szczawnicy stwierdziłem obecności bogatych zespołów dinocyst w m. in. formacji szczawnickiej. Występowanie licznych form z rodzaju *Homotryblum*, *Glaphyrocysta*, *Areoligera*, *Apectodinium* sugeruje ich wczesnoeoceński wiek.

- Birkenmajer, K. & Gedl, P., 2004. Dinocyst ages of some Jurassic strata, Grajcarek Unit at Sztolnia Creek, Pieniny Klippen Belt (Poland). *Studia Geologica Polonica*, 123: 245–277.
- Birkenmajer, K. & Gedl, P., 2007. Age of some deep-water marine Jurassic strata at Mt Hulina, Małe Pieniny Range (Grajcarek Unit, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland), as based on dinocysts. *Studia Geologica Polonica*, 127: 51–70.
- Birkenmajer, K. & Gedl, P., 2012. Jurassic and Cretaceous strata in the Maruszyna IG-1 Deep Borehole (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland): lithostratigraphy, dinoflagellate cyst biostratigraphy, tectonics. *Studia Geologica Polonica*, 135: 7–54.
- Birkenmajer, K., Gedl, P., Myczyński, R. & Tyszka, J., 2008. “Cretaceous black flysch” in the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians: a case of geological misinterpretation. *Cretaceous Research*, 29: 535–549.
- Gedl, E. & Gedl, P., 2001. Rewizja wieku utworów jednostki Grajcarek w profilu Góry Hulina (pieniński pas skałkowy, polskie Karpaty wewnętrzne). W: Pieńkowski, G. & Grabowski, J. (eds), *Polska Grupa Robocza Systemu Jurajskiego Jurassica, II Spotkanie, Starachowice 27–29.09.2001*, p. 9.
- Gedl, P., 2007a. Organic-walled Dinoflagellate cysts from some Jurassic and Cretaceous strata of the Grajcarek Unit at Hałuszowa, Pieniny Klippen Belt (West Carpathians, Poland). *Studia Geologica Polonica*, 127: 101–117.

- Gedl, P., 2007b. Dinocysts from Upper Cretaceous deep-water marine variegated facies (Malinowa Shale Formation), Pieniny Klippen Belt, Poland: example from the Potok Trawne creek. *Studia Geologica Polonica*, 127: 139–152.
- Gedl, P., 2008a. Głos w dyskusji nad biostratygrafią tzw. czarnego fliszu pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 56: 212–220.
- Gedl, P., 2008b. Wiek formacji szlachtowskiej (tzw. czarnego fliszu) i formacji z Opaleńca pienińskiego pasa skałkowego w Polsce na podstawie badań dinocyst. *Przegląd Geologiczny*, 56: 245–252.
- Gedl, P., 2008c. Organic-walled dinoflagellate cyst stratigraphy of dark Middle Jurassic marine deposits of the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 131: 7–227.
- Gedl P., 2013. Dinoflagellate cysts from the Szlachtowa Formation (Jurassic) and adjacent deposits (Jurassic–Cretaceous) of the Grajcarek Unit at Szczawnica-Zabaniszczce (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 57: 485–502.
- Gedl, P. & Gedl, E., 2001. Wyniki badań palinologicznych utworów jednostki Grajcarek w Potoku Sztolnia (pieniński pas skałkowy, polskie Karpaty wewnętrzne). W: Pieńkowski, G. & Grabowski, J. (eds), *Polska Grupa Robocza Systemu Jurajskiego Jurassica, II Spotkanie, Starachowice 27–29.09.2001*, p. 10.
- Gedl, P. & Józsa, Š., 2013. Middle Jurassic foraminifera and organic-walled dinoflagellate cysts from the dark shale of the Szlachtowa and Skrzyzny Shale formations between Jarabina and Litmanová, Pieniny Klippen Belt, Slovakia. In: Bąk, M., Kowal-Kasprzyk, J., Waśkowska, A. & Kaminski, M.A. (eds), 14th Czech-Slovak-Polish Paleontological Conference and 9th Micropalaeontological Workshop, Abstracts Volume, Grzybowski Foundation Special Publication, 19: 19–20.
- Gedl, P. & Józsa, S., 2015. Lower–Middle Jurassic foraminifera and organic-walled dinoflagellate cysts from the dark shale of the Pieniny Klippen Belt between Jarabina and Litmanová (Slovakia). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85 (1): 91–122.
- Gedl, P., Plašienka, D., Schlögl, J., Józsa, Š. & Madzin, J., 2012. New occurrences of the Szlachtowa Formation in the surroundings of Jarabina village (Pieniny Klippen Belt, Eastern Slovakia). In: Józsa, Š., Reháková, D. & Vojtko, R. (eds), Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians, 8<sup>th</sup> Conference, December 6<sup>th</sup>–7<sup>th</sup> 2012, Bratislava, Abstract Book, p. 9.

**6. 9. Badania dinocyst z obszarów polarnych.** Materiały z obszarów polarnych, jakie miałem okazję badać pod kątem występowania zespołów dinocystowych pochodzą zarówno z Antarktydy, jak i z północnej półkuli: Grenlandii oraz Spitsbergenu.

Z Antarktydy badałem pilotażowo próbki z eoceńskiej formacji La Meseta odsłoniętej na Wyspie Seymoura. Stwierdziłem, że palinofacja badanych próbek zdominowana jest przez fragmenty tkanek roślin naczyniowych, a występujący zespół dinocyst składa się niemal wyłącznie z rodzaju *Deflandrea*, co wskazuje na deltowe środowisko akumulacji tej formacji (Gedl, niepubl.).

Ze Wschodniej Grenlandii opisałem 55 taksonów dinocyst z dolnooligocieńskiej formacji Krabbedalen (w: Birkenmajer *et al.*, 2010). Obecność „zimnolubnego” rodzaju *Svalbardella* wskazuje na stosunkowo chłodną fazę klimatyczną w trakcie akumulacji badanych osadów, może również odzwierciedlać układ prądów morskich, w szczególności związanych z zimnym prądem wschodniogrenlandzkim.

Obecnie badam wczesnokredowe zespoły dinocyst ze Spitsbergenu.

- Birkenmajer, K., Gedl, P. & Worobiec, E., 2010. Dinoflagellate cyst and spore-pollen spectra from the Lower Oligocene Krabbedalen Formation at Kap Brewster, East Greenland. *Polish Polar Research*, 31: 103–140.

## 7. Sumaryczne podsumowanie dorobku naukowego 1994–2015

	Przed doktoratem (1994–1999)	Po doktoracie (2000–2015)	Razem
Ogólna liczba publikacji	17	102	119
w tym: z listy JCR	-	22	22
pozostałe recenzowane	14	29	43
artykuły nierecenzowane	-	14	14
abstrakty konferencji krajowych	3	17	20
abstrakty konferencji zagranicznych	-	20	20
Udział w konferencjach	8	19	27
w tym: krajowych	6	7	13
krajowych międzynarodowych	1	2	3
zagranicznych	1	10	11
Kierownictwo projektów badawczych	1	3	4
Liczba recenzji w:	-	18	18
czasopismach z listy JCR	-	11	11
pozostałych czasopismach	-	7	7
Liczba recenzji projektów badawczych	-	8	8
Sumaryczny IF	-	18.891	18.891
Liczba cytowań wg Web of Science			109
bez samocytowań			78
Liczba cytowań wg Scopus			280
bez samocytowań			122
Indeks Hirscha wg Web of Science			6
Indeks Hirscha wg Scopus			6

*Rafał Gull*