

## OSADY PALEOGENU I NEOGENU W WIELKOSKALOWYCH STRUKTURACH GLACITEKTONICZNYCH WZGÓRZ DYLEWSKICH

### PALEOGENE AND NEOGENE SEDIMENTS IN MEGA-SCALE GLACIOTECTONIC STRUCTURES OF THE DYLEWSKIE HILLS

BARBARA SŁODKOWSKA<sup>1</sup>, DARIUSZ GAŁĄZKA<sup>1</sup>

**Abstrakt.** Badawczy otwór wiertniczy w Wysokiej Wsi, zlokalizowany w centrum Wzgórz Dylewskich (NE Polska), osiągnął głębokość prawie 490 m, z czego na ponad 400 m przewiercono utwory paleogenu i neogenu. W wyniku badań palinologicznych 47 próbek wyróżniono 13 zespołów palinomorf (sporomorfy, fitoplankton i zoomorfy) i datowano osady. Stwierdzono dwu- i trzykrotne powtarzanie się podobnych zespołów palinomorf w paleogeńskim i neogeńskim odcinku profilu, co wskazuje na silne glacitektoniczne zaburzenie osadów. Udokumentowana w wyniku badań palinologicznych skomplikowana budowa geologiczna odnacza się kilkoma strefami odkłucia i przemieszczenia pakietów skalnych. Najniższy, paleogeński kompleks znajduje się w położeniu pierwotnym, datowano w nim zespoły pyłkowo-fitoplanktonowe: D3–D4 – środkowy paleocen, utwory górnego paleocenu w facji lądowej i D8 – dolny eocen. Na głębokości ok. 455 m występuje pierwsza powierzchnia nieciągłości, gdzie w osady paleogeńskie został wprasowany ponad 100-metrowej miąższości pakiet osadów środkowego miocenu z poziomami sporowo-pyłkowymi V, VI, VIII, IX, XI. Kolejną powierzchnię odkłucia stwierdzono na głębokości ok. 339 m. Na osadach miocenijskich ponownie występuje ok. 60-metrowej miąższości pakiet utworów paleogeńskich, stratygraficznie młodszych od leżących w spągu, datowanych na podstawie poziomów pyłkowo-fitoplanktonowych – górnocenijski poziom D12 i wykształcone w facji lądowej utwory dolnego oligocenu. W te paleogeńskie osady jest wprasowana kilkumetrowej miąższości seria osadów miocenijskich reprezentująca poziom sporowo-pyłkowy IX. Na głębokości ok. 240 m znów pojawiają się osady środkowomiocenijskie ok. 150-metrowej miąższości z poziomami sporowo-pyłkowymi V, VII i IX. Stwierdzone mozaikowe następstwo warstw odzwierciedla skomplikowane procesy glacitektoniczne, które doprowadziły do powstania łusek glacitektonicznych budujących jądro moreny spiętrzonej Wzgórz Dylewskich. W wyniku badań palinologicznych uzyskano unikatowe dane, pozwalające na lokalizację stref odkłucia glacitektonicznych. Brak osadów czwartorzędowych w jądrze moreny spiętrzonej wskazuje na wczesnoplejstocenijski wiek deformacji.

**Słowa kluczowe:** palinologia, glacitektonika, paleogen, neogen, Wzgórz Dylewskie.

**Abstract.** The Wysoka Wieś borehole located in the center of Dylewskie Hills (NE Poland) reached a depth of almost 490 metres, with more than 400 metres of the Paleogene and the Neogene deposits. Palynological studies were designed to determine whether this huge Paleogene and Neogene sedimentary complex is located *in situ* or it has been glacitectonically redeposited. Forty-seven samples were analysed for all palynological matter components, *i.e.* palynomorphs (sporomorphs, phytoplankton, zoomorphs), palynoclasts (phytoclasts) and inorganic debris. Among the palynomorphs, 13 assemblages have been distinguished. Describing these assemblages from the bottom to the top of the section, dual or triple repetition of the same palynomorph zones indicates a strong glacitectonic deformation of the sediments. Palynological data evidence several disengagement zones and displacement of rock packages. The lowest sedimentary complex occurs in the primary position and it contains the pollen and phytoplankton assemblage D3–D4 of the Middle Paleocene to the Upper Paleocene (terrestrial facies), and the Lower Eocene assemblage D8. At a depth of *ca.* 455 m there is the first discontinuity zone, along which the over 100-metres thick package of Middle Miocene sediments, containing pollen zones V, VI, VIII, IX and XI, became intruded/ pressed into the Paleogene deposits. The next disengagement zone occurs at a depth of *ca.* 339 m, where the Miocene sediments are overlain by a about 60-metres thick package of Paleogene deposits dated with the stratigraphically younger pollen and phytoplankton zones D12 of the Upper Eocene and Lower Oligocene (terrestrial facies). These Paleogene deposits were intruded by the Miocene series, a few metres thick, representing pollen zone IX. Then, at a depth

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: barbara.slodkowska@pgi.gov.pl, dariusz.galazka@pgi.gov.pl.

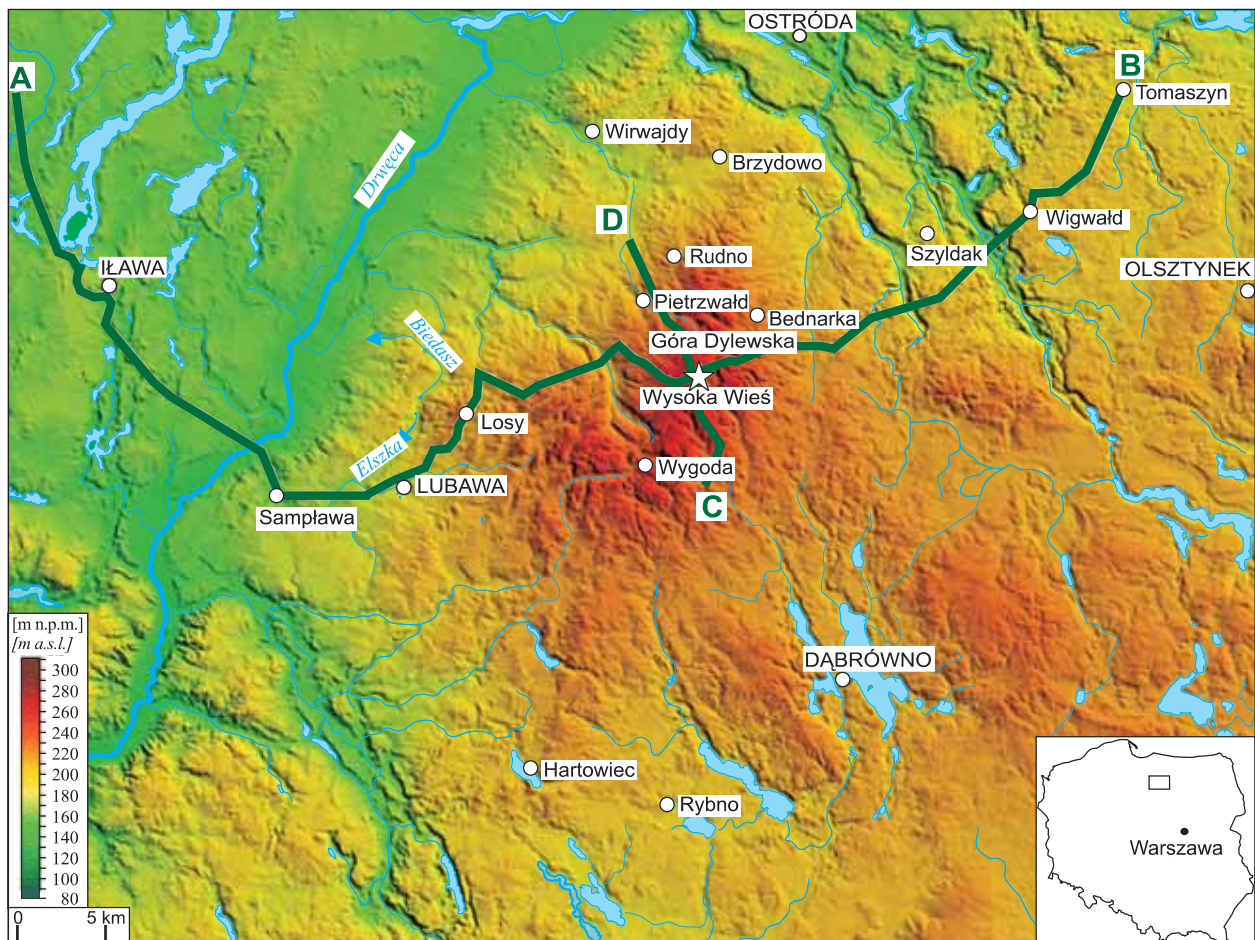
of 240 m, occurs the Middle Miocene sedimentary complex, ca. 150 m thick, with pollen zones V, VII and IX. The complicated glaciectonic processes caused such mosaic succession, reflecting the slice structure of glaciectonic thrust moraines. Palynological studies provided unique data to define the glaciectonic disengagement zones. The absence of Quaternary deposits in the internal moraine structure indicates the Early Pleistocene age of deformation.

**Key words:** palynology, glaciectonics, Paleogene, Neogene, Dylewskie Hills.

## WSTĘP I PRZEGLĄD WYNIKÓW DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Obszar badań znajduje się w zachodniej części Pojezierza Mazurskiego, w dorzeczu górnej Drwęcy, pomiędzy Olsztynkiem, Iławą, Ostródą i Lidzbarkiem Welskim. Pod względem geomorfologicznym elementem dominującym są Wzgórza Dylewskie, stanowiące jedną z trzech (drugą co do wysokości – 312,1 m n.p.m.) wyraźnych kulminacji morfologicznych północnej części Niziny Polskiej (fig. 1). W porównaniu z dwiema pozostałymi kulminacjami – Wieżycą na Pojezierzu Kaszubskim i Wzgórzami Szeskimi na Pojezierzu Suwalskim – charakteryzuje je całkowicie odmienna budowa

wewnętrzna. Osadów czwartorzędowych jest tu stosunkowo niewiele – lokalnie ich brak (osady oligoceńskie i miocenne występują na powierzchni) lub mają miąższość do 90 m (Gałązka, 2006a, 2009a, b). W znajdujących się w sąsiedztwie głębokich depresjach (m.in. depresja górnej Drwęcy) osady tego wieku osiągają jedne z największych miąższości w Polsce – ponad 304 m (Gałązka, 2006a). Kulminacja Garbu Lubawskiego jest częścią najwyższej położonej strefy międzylobowej lobów małyckiego i warmińskiego, ukształtowanej w obecnej formie prawdopodobnie podczas fazy



**Fig. 1.** Lokalizacja badawczego otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi na tle cyfrowego modelu terenu (DTM) obszaru badań. Zielonymi liniami zaznaczono linie przekrojów geologicznych (patrz fig. 8, 9)

Location of Wysoka Wieś borehole on the background of digital terrain (DTM) model of the research area. Green lines indicate the geological cross-section lines (see Figs. 8, 9)

poznania stadiału głównego zlodowacenia wisły (Gałązka, Słodkowska, 2006). Jednak jej budowa wewnętrzna, rozpoznana m.in. w wyniku badań głębokiego (489 m) badawczego otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi (Gałązka, 2006a), może wskazywać na istnienie w tym rejonie podobnej formy już od początku plejstocenu. W rzeźbie powierzchniowej jest to rozległy wał, rozszerzający się wachlarzowato w części południowej, złożony z szeregu różnej wielkości czołowych moren spiętrzonych i akumulacyjnych. Forma ta jest zbudowana w strefie przypowierzchniowej z osadów żwirowo-piaszczystych z ogromną ilością głazów narzutowych (szczególnie w części północnej, na południe od Ostródy), a w strefie głębszej z silnie zaburzonych i wzajemnie przewarstwionych osadów eoceńskich, oligoceńskich, mioceńskich i czwartorzędowych.

Pierwsze badania geologiczne zachodniego fragmentu Pojezierza Mazurskiego prowadzono pod koniec XIX i na początku XX w. (Tornquist, 1910; Sonntag, 1919; Woldstedt, 1921, 1950, 1954; Kraus, 1925; Bentz, 1926). Opracowania są oparte głównie na obserwacjach morfologicznych (Wahnschaffe, Schucht, 1921; Woldstedt, 1921; Nechay, 1927; Galon, 1931, 1937, 1947, 1953, 1957, 1967, 1968, 1981; Halicki, 1951; Kielczewska-Zalewska, 1953; Galon, Roszkówna, 1967).

Po II wojnie światowej powstały liczne prace dotyczące budowy geologicznej tej części Pojezierza Mazurskiego. Pierwszym polskim opracowaniem była *Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:300 000*, arkusz Toruń (Galon,

1947; Galon, Pacowska, 1953). Następnie wydano *Mapę Geologiczną Polski w skali 1:200 000*, arkusze Olsztyn i Iława (Makowska, 1976b, c, 1978, 1979; Mańkowska, Słowański, 1978, 1980). Najnowszą mapą tego obszaru jest *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000* (SMGP), arkusze Dąbrówno, Gierzwałd, Iława i Lubawa (Gałązka, Marks, 1997a, b, 2001a, b; Gałązka, 2003a, b, 2006a, b).

Większość prac dotyczy stratygrafii i genezy osadów czwartorzędowych (Nechay, 1927; Roszko, 1955, 1956, 1961, 1968; Bitner, 1956; Churski, 1961; Galon, Roszkówna, 1961, 1967; Pachucki, 1961; Niewiarowski, 1968; Wiśniewski, 1971; Marks, 1980, 1984, 1988, 1990, 1991; Lindner, Marks, 1995a, b; Gałązka, 2005). Ważnym elementem jest budowa strukturalna, zwłaszcza zagadnienia glacytektoniki. Powstanie Garbu Lubawskiego z jego kulminacją – Górą Dylewską – stanowi przedmiot licznych kontrowersji (Pachucki, 1961; Marks, 1979, 1980; Pasierbski, 1984; Gałązka, Marks, 2001a, b; Gałązka i in., 2009; Tylmann, Wysota, 2011). Badania stratygraficzne osadów podłoża czwartorzędu prowadzono głównie podczas rozpoznania budowy geologicznej rejonu olsztyńskiego pod kątem poszukiwań złóż węgla brunatnego i tworzenia kolejnych arkuszy SMGP (Łyczewska, 1958; Ciuk, 1968, 1972, 1982; Piwocki, 1970; Giel, 1971, 1972, 1975, 1991; Grabowska, 1971; Gawor-Biedowa, 1973, 1974, 1976, 2001; Marzec, 1973; Uberna, 1974a, b; Pożaryska, 1977; Słodkowska, 1993, 1994, 2001a, b, 2002b, c, 2005a, 2009; Giel, Piwocki, 1996).

## METODY BADAŃ

### KARTOGRAFIA GEOLOGICZNA

Podstawowe dane umożliwiające poznanie budowy geologicznej rejonu Wzgórz Dylewskich uzyskano w wyniku terenowych prac geologiczno-zdjęciowych i dokumentacyjnych, związanych z przygotowaniem arkuszy SMGP: Dąbrówno (Gałązka, Marks, 1997a, b), Gierzwałd (Gałązka, Marks, 2001a, b), Iława (Gałązka, 2003a, b), Lubawa (Gałązka, 2006a, b) oraz Rybno (Gałązka, 2009a, b). Wykonano zdjęcie geologiczne całego obszaru i skompletowano obszerne materiały archiwalne. Prace dokumentacyjne objęły ponad 11 000 punktów dokumentacyjnych, w tym ponad 800 otworów odwierconych sondą mechaniczną (wiertnicą WH) o łącznym metrażu ok. 8000 mb. oraz ponad 10 000 otworów odwierconych sondą ręczną, wkopów i odsłoneń. Od 2003 r. w trakcie prac kartograficznych korzystano z urządzenia Garmin GPSmap 76S (fig. 2).

Stratygrafia osadów kenozoicznych obszaru badań opiera się na wynikach szczegółowych analiz litologiczno-petrograficznych, palinologicznych i mikropaleontologicznych, wykonanych na materiale rdzeniowym z kilkudziesięciu badawczych otworów wiertniczych. Najistotniejsze z nich odwiercono w Losach, Wysokiej Wsi (Gałązka, 2006a), Wigwałdzie (Gałązka, Marks, 2001a) i Szydłaku (Gałązka, 2010).



Fig. 2. Badawczy otwór wiertniczy w Wysokiej Wsi (widok w kierunku SW z wieży widokowej)

Wysoka Wieś borehole (view from the observation tower, SW direction)





**Fig. 3. Wiertnia DELTA podczas pracy na szczycie Góry Dylewskiej**

The DELTA machine while working on the top of the Dylewska Mt.

Ponadto zestawiono i zreinterpretowano profile 419 archiwalnych otworów (głównie studziennych) zaczerpnięte z Narodowego Archiwum Geologicznego PIG-PIB, z Materiałów Archiwum Wierceń, z Banku HYDRO, z Archiwum Urzędu Wojewódzkiego w Olsztynie i z archiwum centrali Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) w Hanowerze oraz profile kilkunastu otworów znajdujących się poza granicami terenu badań. Niektóre z profili wykorzystano przy konstruowaniu roboczych przekrojów geologicznych i szczegółowego obrazu ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej omawianego rejonu.

Najgłębszy (489 m) badawczy otwór wiertniczy w Wysokiej Wsi wykonano w kulminacji Góry Dylewskiej wiertnią DELTA (Gałązka, 2006a; fig. 3). Ze względu na zbyt mały maksymalny zasięg pracy tej wiertni nie nawiercono otworów kredowych. Otwór zakończono w osadach dolnego paleocenu (piaski glaukonitowe), prawdopodobnie ok. 60 m nad stropem utworów kredowych. Uzyskano ok. 400 mb. rdzenia z osadów paleogeńskich i neogeńskich, który posłużył do wyróżnienia poszczególnych kompleksów osadów podłoża czwartorzędowego na podstawie wyników badań geoelektrycznych i palinologicznych.

## BADANIA GEOELEKTRYCZNE

Na liniach przekrojów geologicznych zaprojektowanych do SMGP wykonano ciągi geoelektryczne (Jagodziński i in., 2001, 2002, 2003, 2006). Ponadto zreinterpretowano wyniki licznych sondowań archiwalnych (m.in. Pilaciński, 1985). Wyniki badań geoelektrycznych (w sumie 96 ciągów sondowań elektrooporowych o łącznej długości prawie 1200 km) w pełni wykorzystano przy konstruowaniu roboczych prze-

krojów geologicznych oraz odkrytych szkiców geologicznych (fig. 4).

Badania geoelektryczne przeprowadzono metodą elektrooporową, stosując sondowania symetryczne w układzie Schlumbergera (sondowania geoelektryczne-elektrooporowe – SGE). W pierwszej kolejności wykonano sondowania przy otworach wiertniczych (tzw. parametryczne), a następnie sondowania wzdłuż zaprojektowanych przekrojów geologicznych. Łącznie na omawianym obszarze wykonano 1120 SGE w rozstawach elektrod prądowych 600–1000 m. Pomiary w terenie prowadzono za pomocą aparatury stałoprądowej GMS-95. Prace geodezyjne polegały na zlokalizowaniu zaprojektowanych punktów sondowań w terenie. Dowiązywano się przy tym do stałych, charakterystycznych elementów topograficznych. Wykorzystano również pozycjoner satelitarny Magellan Trailblazer XL.

Wyniki sondowań parametrycznych przeprowadzonych przy miejscach wykonania otworów archiwalnych dostarczyły wstępnych informacji o oporach właściwych utworów objętych badaniami (tab. 1). Pełną charakterystykę utworów uzyskano już po odwierceniu otworów badawczych i reinterpretacji wyników wcześniejszych prac geofizycznych.

Litologię przyporządkowano wydzielonym warstwom geofizycznym głównie na podstawie wyników badań głębokich otworów badawczych oraz archiwalnych otworów parametrycznych. W głębszych partiach osadów czwartorzędowych, ze względu na zmniejszającą się rozdzielczość odczytów, wydzielano głównie zespoły warstw (rzadziej poszczególne warstwy litologiczne). Materiały geofizyczne (krzywe sondowań SGE) opracowano w dwóch etapach, obejmujących interpretację jakościową i ilościową. W ramach interpretacji jakościowej dokonano transformacji wykresów SGE na bardziej rozdzielczy układ dyferencyjny. Opracowano izoomy przekroju pionowego, żeby uzyskać wstępny obraz budowy geologicznej. Zoomy, charakteryzujące główne „kontrastowe” elementy budowy geologicznej obszaru wzdłuż linii przekrojów geologicznych, dają ogólny pogląd na ukształtowanie podłoża i wykształcenie osadów czwartorzędowych, a także dostarczają przesłanek do korelacji warstw litologicznych wydzielanych na przekrojach. Izoomy wykorzystano następnie w dalszych etapach opracowania. Danych do konstrukcji przekroju geoelektrycznego dostarczyła interpretacja ilościowa, którą przeprowadzono za pomocą specjalistycznego oprogramowania komputerowego. Uzyskane w ten sposób informacje na temat głębokości i oporności wykorzystano do opracowania przekrojów geoelektrycznych.

## PALINOLOGIA

W profilu badawczego otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi utwory paleogenu i neogenu mają ponad 400 m miąższości. Oprócz datowań palinostratygraficznych przeprowadzono badania palinologiczne w celu m.in. rozstrzygnięcia, czy tak miąższy kompleks osadów kenozoicznych znajduje się *in situ*, czy został zaburzony glaciektonicznie. Pobrano 47 próbek osadów z rdzenia wiertniczego i dodatkowo

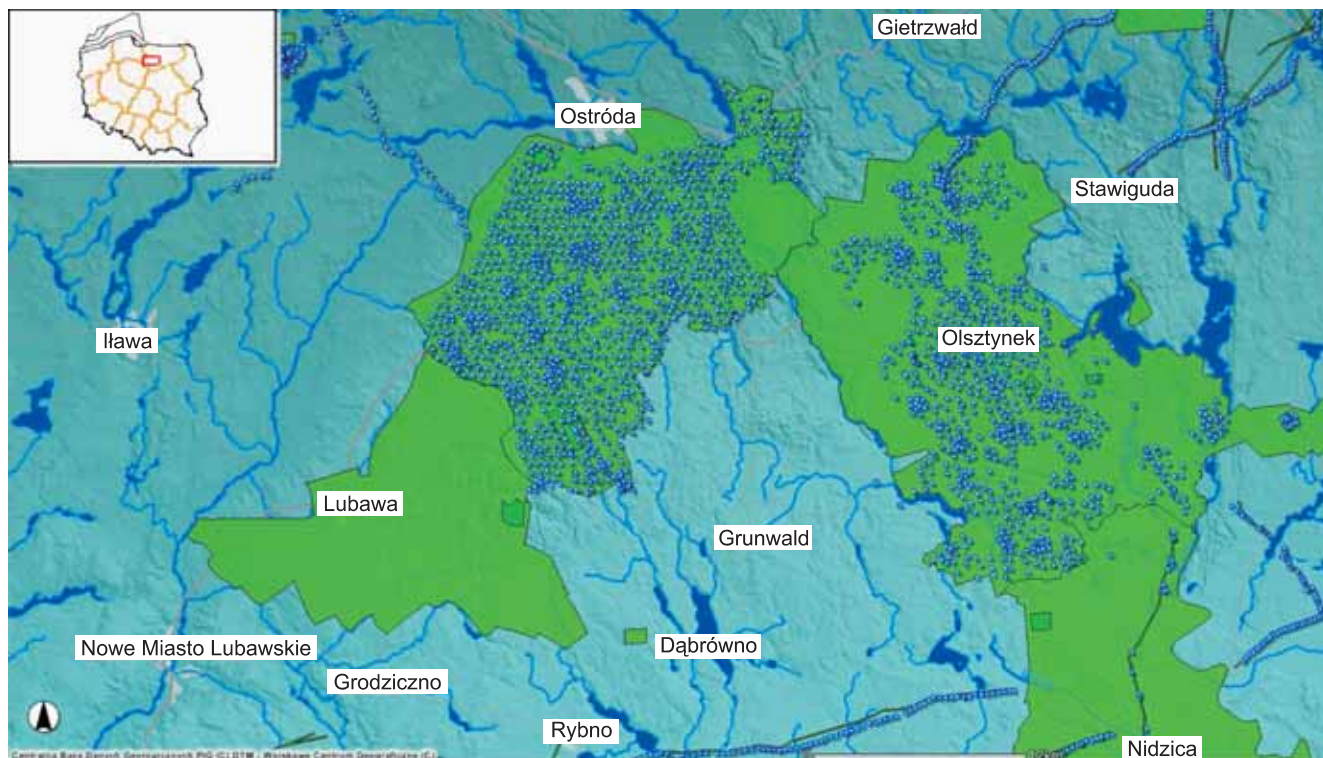


Fig. 4. Lokalizacja wybranych punktów sondowań geoelektrycznych (niebieskie punkty) oraz obszaru objętego dokumentacją geoelektryczną (zielony kolor) w rejonie Wzgórz Dylewskich (źródło: Centralna Baza Danych Geologicznych PIB-PIB)

Location of selected geoelectrical sounding sites (blue points) and the geoelectric documentation area (green colour) in the Dylewskie Hills region (Centralna Baza Danych Geologicznych PIB-PIB)

Tabela 1

**Oporność właściwa badanych utworów**  
Geoelectrical resistivity of the studied deposits

Wiek	Litologia	Oporność właściwa [ $\Omega\text{m}$ ]
Czwartorzęd	piaski, piaski ze żwirami	60–310
	piaski z dużą ilością żwirów i otoczków	do 4670
	piaski powierzchniowe (odwodnione lub częściowo odwodnione)	do 8170
	gliny zwałowe	35–90
	mułki	20–60
	iły	13–42
Neogen i paleogen	kompleks ilasto-piaszczysty	14–50
	kompleks mułkowo-piaszczysty z przewarstwieniami węgla brunatnego	45–90
Kreda	margle	16–37

4 próbki z sondy mechanicznej we wsi Wygoda (Gałązka, 2006b; tab. 2).

Próbki poddano standardowej preparacji palinologicznej, polegającej na oddzieleniu części organicznej osadu od części mineralnej z zastosowaniem separacji gęstościowej za pomocą wodnego roztworu mieszaniny jodku kadmu ( $\text{CdJ}_2$ ) i jodku potasu (KJ) o gęstości  $2,21 \text{ g/cm}^3$ . Organiczną część osadu macerowano chemicznie, usuwając kwasy humu-

sowe, celulozę i ligniny, m.in. zmodyfikowaną metodą acetylizacji (Erdtman, 1954). Z otrzymanych maceratów sporządzono preparaty mikroskopowe (o wymiarach  $20 \times 20 \text{ mm}$ ), które analizowano pod mikroskopem biologicznym Aristoplan firmy Leica.

Oznaczono cały zespół materii palinologicznej występującej w preparatach mikroskopowych – palinomorfy (sporo-morfy, fitoplankton i zoomorfy) oraz palinoklasty (fitoklasty

Tabela 2

**Opis litologiczny próbek osadów pobranych do badań palinologicznych z profilu badawczego otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi i z sondy mechanicznej we wsi Wygoda**

Lithological description of palynological samples taken from the Wysoka Wieś borehole and the Wygoda probe

Numer próbki	Głębokość [m]	Opis litologiczny
Wysoka Wieś		
1	81,75	mulek węglisty
14	88,85	mulek węglisty
27	97,60	mulek ilasty
33	101,90	mulek piaszczysty laminowany substancją węglistą
50	116,40	mulek piaszczysty laminowany substancją węglistą
52	118,40	piasek drobnoziarnisty z rozproszoną substancją węglistą
53	118,85	mulek węglisty drobnolaminowany
61	127,40	mulek węglisty
66	131,00	węgiel brunatny
86	153,50	mulek piaszczysty z detrytusem roślinnym
92	158,50	węgiel brunatny
100	168,45	piasek drobnoziarnisty z substancją węglistą
103	171,40	piasek drobnoziarnisty ciemnoszary
110	176,75	ił węglisty
118	182,30	mulek ilasty brunatny
125	189,55	piasek różnoziarnisty z ksyliami
130	196,80	mulek węglisty
133	199,30	mulek węglisty
145	235,40	mulek piaszczysty laminowany
167	274,80	ił czarny
183	287,40	mulek laminowany ciemnoszary
190	294,30	mulek węglisty
194	297,10	mulek piaszczysty laminowany
196	298,45	piasek glaukonitowy

Numer próbki	Głębokość [m]	Opis litologiczny
198	301,20	piasek glaukonitowy
229	339,80	ił węglisty
237	357,00	piasek drobnoziarnisty jasnoszary
246	364,60	węgiel brunatny
255	372,85	węgiel brunatny
259	374,85	ił węglisty
269	385,90	mulek ilasty brunatny
272	391,80	węgiel brunatny
276	395,70	węgiel brunatny
281	404,00	mulek laminowany szary
287	408,75	mulek ilasty brunatny z ksyliami
291	412,75	węgiel brunatny
296	418,90	mulek węglisty
305	433,80	węgiel brunatny
310	437,20	mulek piaszczysty, węglisty
313	444,10	mulek ilasty brunatny
314	445,50	mulek węglisty
316	457,50	ił mułkowaty szary
319	460,75	ił szaro-zielonkawy
321	463,75	ił szaro-zielonkawy
322	465,25	ił szaro-zielonkawy
325	476,00	ił czarny
334	487,50	piasek glaukonitowy
Wygoda		
	3,5	czarny il węglisty z przewarstwieniami mułku szarego
	3,9	
	4,5	
	5,3	

i szczątki nieorganiczne). Frekwencja sporomorf (spory i ziarna pyłku) w większości próbek z osadów neogeńskich była wysoka, w osadach paleogeńskich na ogół niska, choć w kilku próbkach dość istotna, a stan ich zachowania był zadowalający. Spory i ziarna pyłku oznaczono zgodnie z systematyką morfologiczną, wiązaną z botaniczną przynależnością taksonów (Ziemińska-Tworzydło i in., 1994a, b; Stuchlik i in., 2001, 2002, 2009, 2014). Wyróżnione poziomy pyłkowe porównano z poziomami sporowo-pyłkowymi scharakteryzowanymi przez Ziemińską-Tworzydło (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995; Ziemińska-Tworzydło, 1998). W próbkach z osadów paleogeńskich licznie występował fitoplankton (dinocysty, Arkitarcha, Prasinophyta), przydatny do ustalenia wydzielen palinostratygraficznych. Oznaczono go według systematyki morfologicznej. Poziomy dinocystowe

odniesiono do podziałów Powella (1992) oraz Köthe i Piesker (2007).

Znalezione fitoklasty stanowiły brązowe i czarne fragmenty drewna i nabłonków oraz bezpostaciowa substancja organiczna. Obecne były też organiczne wyściółki otwornic. Wśród nieorganicznych mikroszczątków występowały pojedyncze ziarna glaukonitu.

Wyróżnione palinomorfy i palinoklasty zestawiono w tabelach 3 i 4. Dla próbek o wysokiej frekwencji spor i ziarna pyłku podano ich udział procentowy obliczony w stosunku do sumy wszystkich oznaczonych sporomorf z danej próbki. W przypadku sporomorf z próbek o ich niskiej frekwencji oraz fitoplanktonu i palinoklastów w tabelach jedynie odnotowano ich obecność.



## WYNIKI BADAŃ

### BUDOWA GEOMORFOLOGICZNA

Skomplikowana budowa geologiczna rejonu badań jest odzwierciedlona w dużym zróżnicowaniu form geomorfologicznych. Większość omawianego obszaru zajmują rozległa wysoczyzna polodowcowa powstała w okresie recesji lądolodu stadiału głównego (górnego) zlodowacenia wisły (fazy leszczyńsko-poznańska i pomorska) oraz potężne zespoły moren spiętrzonych pochodzące z fazy poznańskiej zlodowacenia wisły (Rinterknecht i in., 2005). W morfologii wyraźnie zaznacza się szeroka dolina Drwęcy z towarzyszącymi jej od wschodu równinami erozyjnymi wód roztopowych (Gałązka, 2006a). Jest to teren bardzo zróżnicowany morfologicznie, deniwelacje przekraczają 220 m (od ok. 90 m n.p.m. w dolinie Drwęcy do 312 m n.p.m. na Górze Dylewskiej), a wysokość względna niektórych form dochodzi do 70 m. Przeważają powierzchnie wysoczyzny falistej, z różnorodnymi formami akumulacyjnymi i zagłębieniami bezodpływowymi, w których sporadycznie występują niewielkie zbiorniki wodne. Tarasy sandrowe o stosunkowo wyrównanych powierzchniach i niewielkie zastoiska znajdują się w zachodniej i południowo-wschodniej części obszaru.

Fragmenty terenu zachodni i północny, w rejonie Wirwajd i Brzydowa, są położone stosunkowo nisko, na wysokości ok. 140–150 m n.p.m., i charakteryzują się występowaniem licznych niewielkich oczek wodnych, suchych zagłębień bezodpływowych, pojedynczych kemów i moren martwego lodu, powstałych podczas deglacji arealnej martwego lodu na zapleczu strefy morenowej Wzgórz Dylewskich. Deniwelacje rzadko przekraczają tutaj 20 m. W rejonie Pietrzwałd–Klonowo–Wygoda (środkowa i południowo-wschodnia część opisywanego terenu) na rozległej powierzchni wysoczyzny wyraźnie dominują najwyższe wzgórza moren spiętrzonych i akumulacyjnych. Wysoczyzna jest silnie porożciniana dolinkami erozyjnymi i sięga do wysokości 300 m n.p.m. Deniwelacje względne są tutaj największe – na 300-metrowym odcinku na wschód od Pietrzwałdu dochodzą do 70 m. Sieć drenażu powierzchniowego jest doskonale wykształcona, znajdują się tu liczne, czasami bardzo głębokie zagłębienia bezodpływowe, liczne suche dolinki denudacyjne i erozyjne, rozległe stożki napływowe, a nawet dwa czynne osuwiska: na północ od Wygody i w rejonie Ornowa.

Na wysoczyźnie polodowcowej występują moreny czołowe akumulacyjne, na ogół o wysokości względnej do kilkunastu metrów. Formy te tworzą kilka mniej lub bardziej wyraźnych ciągów o przebiegu SW–NE (lob małydycki: rejon Omule–Pietrzwałd) oraz NW–SE (lob warmiński: rejon Bednarki–Tułodziej–Frygnowo). Oba ciągi moren czołowych spiętrzonych i akumulacyjnych stykają się w rejonie Pietrzwałd–Rudno–Bednarki, gdzie tworzą imponującą strefę międzylobową Wzgórz Dylewskich. W północnej i zachod-

niej części obszaru badań rozpoznano inny ciąg rozległych moren akumulacyjnych, powstałych prawdopodobnie podczas kolejnej, lokalnej oscylacji ostatniego lądolodu jeszcze w czasie fazy poznańskiej. Należą do nich potężna morena czołowa na zachód i na północ od Lubawy oraz ciąg moren czołowych od Losów przez Pietrzwałd do Rudna, wyznaczający zarys lobu małydyckiego. Wśród nich najbardziej okazałą formą jest ta położona na północ od Losów – jej kulminacje dochodzą do 200 m n.p.m., a deniwelacje na stokach północnych i zachodnich przekraczają 20 m. Na jej wschodnim stoku znajduje się znane od lat 80. XIX w. stanowisko z interglacialnymi osadami jeziornymi (Krupiński, Marks, 1985a, b, 1986, 1987, 1989, 1991; Marks i in., 1987; Marks, 1989). Mimo uznania go przez Lindnera (1991) za stanowisko stratotypowe tzw. interglacjalu lubawskiego jego pozycja stratygraficzna pozostaje niepewna (Gałązka, 2006a, b).

Najwyższe wzgórza moreny czołowej, przeważnie spiętrzone, są głównymi wyznacznikami maksymalnego zasięgu lądolodu fazy poznańskiej zlodowacenia wisły w opisywanym rejonie. Moreny te mają formy podłużnych wałów, czasami całych zespołów wałów o wysokościach względnych do 50 m (okolice Pietrzwałdu). Bardzo często stwierdza się w nich porwaki osadów oligoceńskich i mioceni (np. okolice Wygody, Pietrzwałdu i Bednarek). Największy zespół moren spiętrzonych znajduje się w sąsiedztwie rynny polodowcowej na południowy wschód od Wygody oraz w strefie międzylobowej Pietrzwałd–Bednarki, w centralnej części obszaru badań. Młodszej strefie moren spiętrzonych i akumulacyjnych w rejonie Losów na północ od Lubawy towarzyszy od zachodu rozległa depresja glacytektoniczna położona w górnych biegach rzek Elszki i Biedasza.

### BUDOWA GEOLOGICZNA

Rejon Wzgórz Dylewskich znajduje się na obszarze synekliny perybałtyckiej, w strefie, gdzie podłoże krystaliczne gwałtownie obniża się ku zachodowi (Pożaryski, 1974). Pełny profil pokrywy osadowej przewiercono głębokim badawczym otworem wiertniczym Nidzica IG-1 zakończonym na głębokości 2340,2 m. Granitowe podłoże stwierdzono w nim na głębokości 2304 m, wyżej zalegają piaskowce kambru o miąższości ok. 150 m. Pozostała część utworów paleozoiku nie występuje, a luka stratygraficzna sięga do triasu, którego utwory są wykształcone w postaci piaskowców, mułowców i iłowców oraz wapieni i dolomitów. Wyżej leżą piaski, piaskowce i mułowce jurajskie o miąższości ok. 300 m. Utwory kredy, których strop (górnym mastrycht) nawiercono na głębokości 426 m, osiągają miąższość ok. 1050 m; należą do nich piaski, mułowce, kreda pizująca i wapienie.

## Palinomorfy i palinoklasty występujące w próbkach z rdzenia

Palynomorphs and palynoclasts in samples collected

Takson	Głębokość [m]		Zawartość [%]																
	81,75	88,85	101,90	116,40	118,40	118,85	127,40	131,00	153,50	158,50	168,45	171,40	176,75	182,30	189,55	196,80	199,30	235,40	274,80
<b>Spory</b>																			
<i>Baculatisporites</i>			0,7				0,5						1,9						
<i>Baculatisporites primarius</i>					0,3	0,2					0,3								
<i>Camarozonosporites</i>																			
<i>Camarozonosporites heskemensis</i>																			
<i>Cicatricosisporites paradorogensis</i>																			
<i>Corrugatisporites</i>												0,2							
<i>Echinatisporis longechinus</i>																			
<i>Foveotriletes</i>																	0,3		0,4
<i>Hamulatisporis helenensis</i>				0,4		0,2	1,0				0,3								0,4
<i>Hamulatisporis rarus</i>																			
<i>Laevigatosporites haardti</i>	46,4	3,1	1,5	3,3	4,2	7,3	2,0		1,9	0,3		1,2	3,1			1,2	0,7	0,8	
<i>Leiotriletes</i>												0,5							
<i>Neogenisporis neogenicus</i>			1,5	0,8	0,8	1,2			0,9	0,3	0,3	1,0	2,5	+		10,5	27,3		
<i>Radialisporis radiatus</i>																			
<i>Retitriletes</i>		3,1		0,2	0,3						0,3		0,9						0,3
<i>Stereisporites</i>			1,5					23,2					1,9	+					
<i>Stereisporites cyclus</i>										0,3									
<i>Stereisporites involutus</i>				1,7	1,6	1,9	1,0		1,2	1,0		1,0	1,3						
<i>Stereisporites minor</i>			3,7	2,9	1,0		1,5			0,3	0,6					18,0	0,7		
<i>Stereisporites stereoides</i>			6,6	5,4	3,1	4,2			0,9	0,8	1,2	1,2				8,7			
<i>Triplanosporites</i>													0,3						0,3
<i>Triplanosporites sinuosus</i>																			
spory nieoznaczone																			
<b>Pylek roślin nagonasiennych</b>																			
<i>Abiespollenites</i>	5,4				1,3			3,6	4,9	3,9	4,1	1,0	2,2			3,5	1,7	1,3	
cf. <i>Classopollis</i>																			
<i>Cunninghamiaepollenites lignitus</i>																			
<i>Cupressacites bockwitzensis</i>		9,4			1,0		1,5			1,3	6,1	2,2	1,3	+	1,2			5,1	
<i>Inaperturopollenites concedipites</i>			3,7			1,4	2,9	1,8	1,5		6,4	3,9	2,2				2,8	1,0	1,2
<i>Inaperturopollenites dubius</i>		6,3		0,8	0,8	0,9	1,5	1,8	1,9		1,7	0,7							
<i>Laricispollenites</i>																			
<i>Piceapollis</i>			0,7		1,0	1,6					3,2	0,5	0,6						
<i>Pinuspollenites</i>	19,6	25,0	35,3	15,8	24,4	20,9	25,4	28,6	31,2	23,1	23,6	21,0	33,6	+	+	21,5	19,2	21,2	16,9
<i>Sciadopityspollenites</i>		3,1	7,4	4,8	2,1	1,9			5,6	3,1	8,2	4,1	3,5	+		1,2	2,8	4,1	
<i>Sequoiapollenites</i>	1,8		2,2	4,2	5,0	3,8	3,4		2,5	2,1	2,9	2,4	0,6			1,7	1,7	16,1	2,9
<i>Zonalapollenites gracilis</i>				0,6	0,5				0,9	0,3	0,9	0,5				0,6			
<i>Zonalapollenites igniculus</i>						0,2			0,3			0,2							0,5
<i>Zonalapollenites maximus</i>				0,6		0,2			1,5	0,3			1,9						0,3
<i>Zonalapollenites spectabilis</i>				0,2															
<i>Zonalapollenites spinosus</i>				0,6	0,5							0,5	0,3						





















Takson	Głębokość [m]		Zawartość [%]																	
	81,75	88,85	101,90	116,40	118,40	118,85	127,40	131,00	153,50	158,50	168,45	171,40	176,75	182,30	189,55	196,80	199,30	235,40	274,80	
<i>cf. Laciniadinium</i>																				
<i>Leiosphaeridia</i>																				
<i>Membranosphaera</i>																				
<i>Membranophoridium</i>																				
<i>Microdinium ornatum</i>																				
<i>Operculodinium</i>																				+zn
<i>Ovoidites ligneolus</i>	+	+	+	+	+				+	+	+		+	+				+		
<i>Palaeocystodinium</i>																				
<i>Palaeocystodinium golzowense</i>																				
<i>Palaeoperidinium pyrrophorum</i>																				
<i>Paralacaniella indentata</i>																				
<i>Paucilobimorpha denticulata</i>																				
<i>Paucilobimorpha incurvata</i>																				
<i>Pediastrum</i>													+							
<i>Pentadinium</i>																				
<i>Pentadinium laticinctum</i>																				
<i>Phthanoperidinium</i>																				+
<i>Rottnesia borussica</i>																				
<i>Sigmopollis</i>																				
<i>Sigmopollis pseudosetarius</i>	+		+	+			+		+					+		+				+
<i>cf. Spinidinium</i>																				
<i>Spiniferites ramosus</i>																				
<i>Stigmozygodites</i>														+						
<i>Tectatodinium</i>																				
<i>Tetrapidites</i>														+						
<i>Tetrapidites crassus</i>	+			+			+							+						
<i>Thalassiphora pelagica</i>																				
<i>Veryhachium</i>																				
<i>Wetziella symmetrica</i>																				
<i>cf. Zygodites</i>														+						
Dinoflagellata słodkowodne														+						
Morski nieoznaczony																				
Słodkowodny nieoznaczony		+		+						+				+++						
<b>Inne</b>																				
Bezpostaciowa materia organiczna																				+
Braźowe fragmenty drewna	+++		+	++	++		++		++	+			++				+	++		
Czarne fragmenty drewna	+++		+++	+++	++		++		++	++			++			+++	+++			
Glaukonit																				
Kwarc																				+
Nabłonki																				
Organiczne wyściółki otwornic																				

+ – pojedyncze, ++ – częste, +++ – masowe, zn – zniszczone, R – redeponowane  
 +- single, ++ – frequent, +++ – mass, zn – destroyed, R – redeposited





Tabela 4

## Palinomorfy i palinoklasty występujące w próbkach pobranych z sondy mechanicznej we wsi Wygoda

Palynomorphs and palynoclasts in samples from the Wygoda probe

Takson	Głębokość [m]	Zawartość [%]			
		3,5	3,9	4,5	5,3
<b>Spory</b>					
<i>Azolla – massula</i>				+	
<i>Baculatisporites</i>				+	
<i>Laevigatosporites haardti</i>	3,2	4,1	1,6	1,4	
<i>Neogenisporites neogenicus</i>	0,3		0,5	0,9	
<i>Stereisporites involutus</i>	0,3				
<i>Stereisporites stereoides</i>		0,3	0,5		
Spory grzybów		+			
<b>Pylek roślin nagonasiennych</b>					
<i>Abiespollenites</i>	4,6	1,8	0,3		
<i>Cupressacites bockwitzensis</i>	1,7	3,2	2,4		
<i>Inaperturopollenites dubius</i>	2,6	2,4	1,6	1,9	
<i>Inaperturopollenites concedipites</i>	2,3	2,1	1,9	3,8	
<i>Piceapollis</i>		0,9	0,8	1,4	
<i>Pinuspollenites</i>	22,6	32,7	35,4	29,9	
<i>Sciadopityspollenites</i>	0,9		1,1	1,9	
<i>Sequoiapollenites</i>	0,6	0,9	1,1	2,4	
<i>Zonalapollenites gracilis</i>	0,9		0,5	0,9	
<i>Zonalapollenites igniculis</i>		0,6			
<i>Zonalapollenites spinosus</i>	0,9				
<b>Pylek roślin okrytonasiennych</b>					
<i>Alnipollenites verus</i>	10,4	7,4	7,0	8,1	
<i>Butomuspollenites</i>			0,3		
<i>Carpinipites</i>	1,4		0,5		
<i>Caryapollenites simplex</i>		1,8	0,8	1,4	
<i>Celtipollenites</i>	2,3	1,2	0,8		
<i>Cornaceaepollis satzveyensis</i>			0,3		
<i>Corsinipollenites</i>		0,3			
<i>Cupuliferoipollenites oviformis</i>				6,6	
<i>Cupuliferoipollenites pusillus</i>	0,6	0,3		18,0	
<i>Cyrrillaceaepollenites megaexactus</i>				0,5	
<i>Diospyrospollenites</i>				0,5	
<i>Ericipites ericius</i>	2,0	2,7	1,4	2,4	
<i>Ericipites roboreus</i>	0,3				
<i>Eucommioipollenites parmularis</i>			0,3		
<i>Faguspollenites</i>	2,3	1,5	5,4		
<i>Fususpollenites fusus</i>				2,4	
<i>Graminidites</i>			0,8		
<i>Ilexpollenites iliacus</i>		0,6			
<i>Ilexpollenites margaritatus</i>	0,9	0,6	1,4	2,4	
<i>Intratropopollenites instructus</i>	0,3	0,9	0,3		
<i>Iteapollis angustiporatus</i>	0,3				
<i>Liriodendroipollis</i>	0,3				
<i>Lonicerapollenites</i>	0,3				

Takson	Głębokość [m]	Zawartość [%]			
		3,5	3,9	4,5	5,3
<i>Lythraceapollenites bavaricus</i>			0,3		
<i>Momipites punctatus</i>	0,9	0,9		1,4	
<i>Momipites quietus</i>				0,5	
<i>Multiporopollenites maculosus</i>		0,9	1,4		
<i>Myricipites bituitus</i>	1,7		2,2	1,4	
<i>Nyssapollenites</i>	4,9	13,9	9,5		
<i>Olaxipollis mathesi</i>				0,5	
<i>Periporopollenites stigmus</i>	1,2	1,2	1,9	0,5	
<i>Persicarioipollenites</i>	0,6		0,3		
<i>Platanipollis ipelensis</i>				1,4	
<i>Polyatriopollenites</i>	2,6	3,8	3,8		
<i>Pseudotyphoidites</i>			0,3		
<i>Quercoidites</i>	3,2	0,6	2,7		
<i>Quercoidites henrici</i>	1,4	0,6	0,8		
<i>Quercoidites microhenrici</i>				2,8	
<i>Sparganiaceapollenites</i>	2,3	1,5	3,2		
<i>Spinulaepollis arceuthobioides</i>	0,9	0,6			
<i>Trapapollis</i>		0,3			
<i>Tricolporopollenites cf. Corylopsis</i>	0,3				
<i>Tricolporopollenites exactus</i>	0,3				
<i>Tricolporopollenites marcodurensis</i>			0,3		
<i>Tricolporopollenites pseudocingulum</i>	1,4	0,6		1,4	
<i>Tricolporopollenites retiformis</i>		0,3			
<i>Tricolporopollenites sinuosimuratus</i>			0,5		
<i>Trivestibulopollenites betuloides</i>	11,6	2,1	3,8	2,4	
<i>Ulmipollenites undulosus</i>	3,2	5,9	1,9	0,9	
<i>Umbelliferoipollenites</i>	0,3				
<b>Fitoplankton</b>					
<i>Apteodinium</i>				+	
<i>Botryococcus</i>	+		+	+	
<i>Glaphyrocysta</i>				+	
<i>Ovoidites ligneolus</i>	+	+	+		
<i>Sigmopollis pseudodetarius</i>	+	+	+		
<i>Spiniferites ramosus</i>				+	
<i>Stigmozygoidites</i>		+			
<i>Tetrapidites crassus</i>			+		
<i>Wetzeliella articulata</i>				+	
Morski nieoznaczony				+	
Słodkowodny nieoznaczony		+			
<b>Fitoklasty</b>					
Brazowe fragmenty drewna	++	++	++	+	
Czarne fragmenty drewna	+	+	++	+	
Nabłonki			+		

+ – pojedyncze, ++ – częste

+ – single, ++ – frequent

Młodsze osady paleogeńskie i neogeńskie w rejonie Wzgórz Dylewskich rozpoznano w kilkudziesięciu otworach badawczych i studziennych. Są to osady piaszczysto-mułkowe lub marglisto-ilaste paleocenu, eocenu i dolnego oligocenu oraz piaszczysto-ilaste z wkładkami węgla brunatnego środkowego i górnego miocenu. W podłożu osadów czwartorzędowych stwierdzono rozległe depresje i elewacje, zbudowane głównie z osadów paleogenu i neogenu. Osady kenozoiczne występujące w elewacjach są silnie zaburzone

glaciektonicznie. Obraz przestrzenny licznych stref odkłuc zinterpretowano głównie na podstawie archiwalnych wyników badań geoelektrycznych oraz profili licznych otworów dokumentujących porwaki skał oligoceńskich i miocennych w obrębie osadów czwartorzędowych (fig. 5).

Zdecydowana większość poziomów litostratygraficznych plejstocenu jest nieciągła. Stanowiska osadów interglacjału eemskiego i starszych od niego występują sporadycznie i rzadko jest w nich spotykany zapis pełnej sukcesji florystycznej.

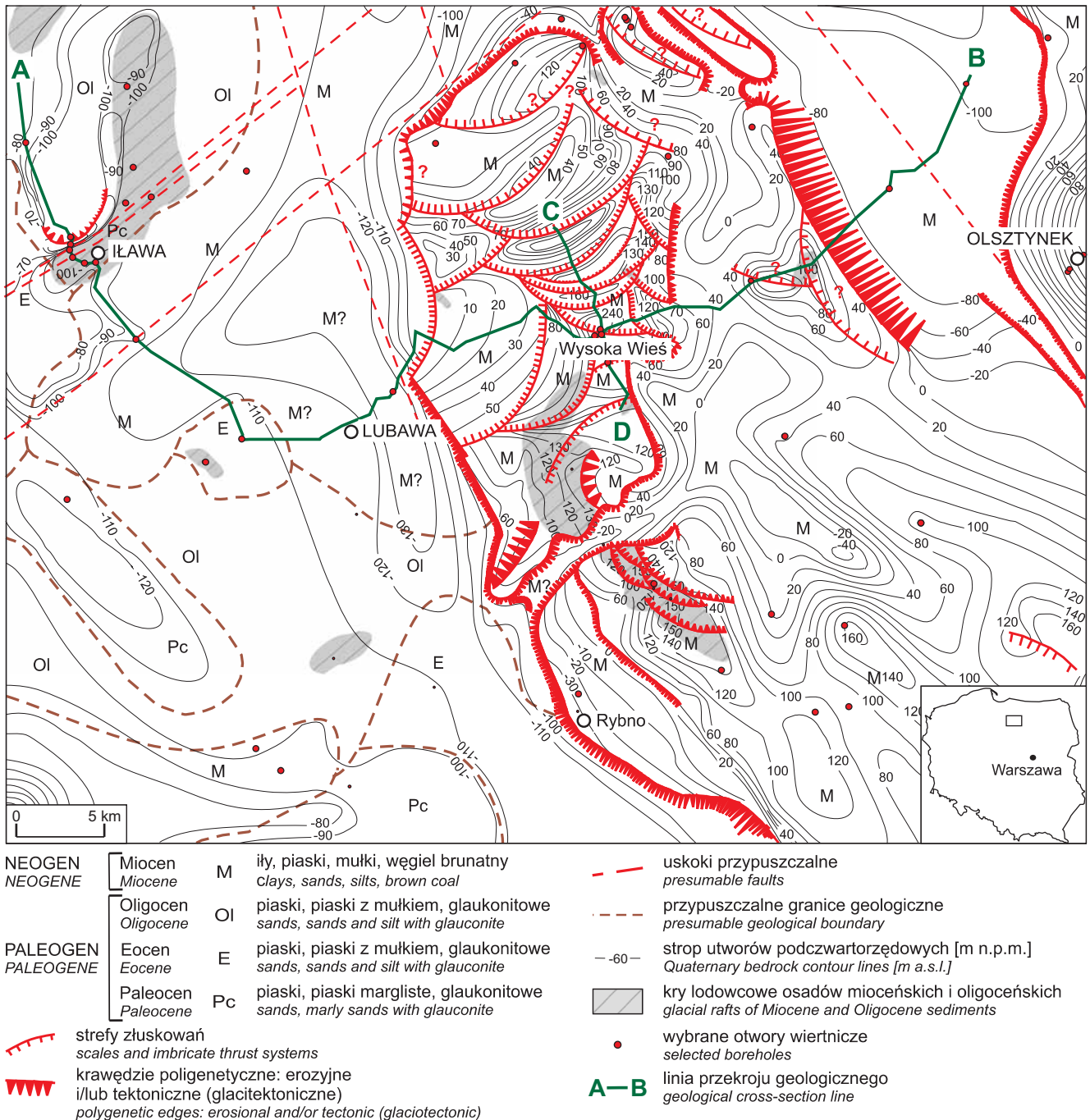


Fig. 5. Powierzchnia podłoża przedczwartorzędowego w rejonie Wzgórz Dylewskich

Quaternary bedrock surface in the Dylewskie Hills region

Mięszcze warstwy glin lodowcowych są korelowane w nie-licznych profilach badawczych otworów wiertniczych jedynie na podstawie wyników badań litopetrograficznych.

### BADANIA PALINOLOGICZNE

Wyniki badań palinologicznych 47 próbek uzyskanych z osadów paleogenu i neogenu z rdzenia z otworu wiertni-

czego w Wysokiej Wsi pozwoliły na wyróżnienie 13 zespołów palinomorf na podstawie 200 taksonów palinomorf (140 taksonów sporomorf i 60 taksonów fitoplanktonu; [tab. 3](#), [tabl. I, II](#)). Opisano sześć zespołów z osadów paleogenu i siedem zespołów z utworów neogeńskich.

Analizując kolejne zespoły palinomorf od spągu ku stropowi profilu, stwierdzono dwu- i trzykrotne występowanie podobnych zespołów w jego paleogeńskim i neogeńskim odcinku.

### Fitoplankton występujący w osadach paleogenu –

Phytoplankton in Paleogene deposits –

Głębokość [m]	Takson	<i>Chatangiella</i> cf. <i>triparvita</i>	<i>Paucilobomorpha</i> <i>apiculata</i>	<i>Alterbidinium</i> <i>circutum</i>	<i>Fibradinium</i> <i>annetorpense</i>	<i>Isabelidinium</i> <i>viborgense</i>	<i>Palaeoperidinium</i> <i>pyrophorum</i>	<i>Paralacaniella</i> <i>indentata</i>	<i>Palaeocystodinium</i>	<i>Impagidinium</i>	<i>Membranosphaera</i>	<i>Microdinium</i> <i>ornatum</i>	<i>Apectodinium</i> cf. <i>quinquelatum</i>	<i>Hystriosphæridium</i> <i>tubiferum</i>	<i>Pentadinium</i> <i>laticinctum</i>	<i>Deflandrea</i>	<i>Rottensia</i> <i>borussica</i>	<i>Gochtodinium</i>	<i>Palaeocystodinium</i> <i>golzowense</i>	<i>Hystriocholpoma</i> <i>rigaudiae</i>	<i>Leiosphaeridia</i>	cf. <i>Laciniadinium</i>	<i>Corrudinium</i> <i>incompositum</i>	<i>Achomosphaera</i> <i>alcicornu</i>	<i>Apteodinium</i>	<i>Cordosphaeridium</i>	<i>Operculodinium</i>	
274,80																												
287,40																												
294,30																												
297,10																												
298,45																												
301,20																												
339,80																												
357,00																												
364,60																												
372,85																												
374,85																												
385,90																												
391,80																												
395,70																												
404,00																												
412,75																												
418,90																												
433,80																												
437,20																												
444,10																												
445,50																												
457,50																												
460,75																												
463,75																							R					
476,00																												
487,50	R	R																										

PC<sub>2</sub> – środkowy paleocen, PC<sub>3</sub> – górny paleocen, E<sub>1</sub> – dolny eocen, E<sub>3</sub> – górny eocen, O<sub>2</sub> – dolny oligocen, M – miocen, D<sub>3</sub>, D<sub>4</sub>, D<sub>8</sub>, D<sub>12</sub> – poziomy dinocystowe  
 PC<sub>2</sub> – Middle Paleocene, PC<sub>3</sub> – Upper Paleocene, E<sub>1</sub> – Lower Eocene, E<sub>3</sub> – Upper Eocene, O<sub>2</sub> – Lower Oligocene, M – Miocene, D<sub>3</sub>, D<sub>4</sub>, D<sub>8</sub>, D<sub>12</sub> – dinocysts

Najstarszy zespół wydzielono na podstawie fitoplanktonu występującego w piasku glaukonitowym w spągowej części profilu na głębokości 487,50 m; sporomorfy pojawiały się w tym zespole śladowo (tab. 3, 5). Wśród morskiego fitoplanktonu wyróżniono wiele charakterystycznych taksonów: *Alterbidinium circulum*, *Fibradinium annetorpense*, *Isabelidinium viborgense*, *Palaeoperidinium pyrophorum*, *Paralacaniella indentata*, *Paucilobomorpha apiculata* i inne oraz kredowy gatunek *Chatangiella* cf. *tripartita*. Obecne były

też nieorganiczne szczątki – pojedyncze ziarna glaukonitu. Skład zespołu fitoplanktonowego odpowiada poziomowi dinocystowemu D3–D4 według Powella (1992) oraz Köthe i Piesker (2007), co wskazuje na wczesny środkowy paleocen (piętro zeland).

Odmiennej zespół palinomorf oznaczono na głębokości 476,00 m w czarnym ile (tab. 3). Nie występował w nim fitoplankton, zaś rolę markerów palinostratygraficznych odgrywały sporomorfy z licznym udziałem ziaren pyłku roślin

Tabela 5

## badawczy otwór wiertniczy w Wysokiej Wsi

Wysoka Wieś borehole

<i>Spiniferites ramosus</i>	<i>Dracodinium politum</i>	<i>Dracodinium similis</i>	<i>Dracodinium</i> cf. <i>condylos</i>	<i>Cordosphaeridium inodes</i>	<i>Deflandrea phosphoritica</i>	<i>Tectatodinium</i>	<i>Wetzella symmetrica</i>	<i>Thalassiphora pelagica</i>	<i>Paucilobomorpha incurvata</i>	<i>Phthanoperidinium</i>	<i>Achomosphaera</i>	<i>Cordosphaeridium fibrospinosum</i>	<i>Cymatiosphaera</i>	<i>Membranosphoridium</i>	<i>Charlesdownitea clathrata</i>	<i>Glaphyrocysta</i>	cf. <i>Spinidinium</i>	<i>Botryococcus</i>	<i>Stigmozygodites</i>	<i>Crassosphaera</i>	<i>Ovoidites ligneolus</i>	<i>Tetrapidites crassus</i>	<i>Deflandridium stellatum</i>	<i>Sigmopollis pseudosetarius</i>	<i>Pediastrum</i>	Wiek	
																										Ol <sub>2</sub>	
																											M
																	R										Ol <sub>2</sub>
																											E <sub>3</sub> , D12
																											M
																										E <sub>1</sub> , D8	
																										Pc <sub>3</sub>	
																										Pc <sub>2</sub> , D3–D4	

wg Powella (1992) oraz Köthe i Piesker (2007)  
zones after Powell (1992) and Köthe and Piesker (2007)

okrytonasiennych z wymarłej grupy Normapolles: *Complexipollis*, *Extratropipollenites dorus*, *Nudopollis thiergartii*, *Pompeckjoidaeipollenites subhercynicus*, *Pseudooculopollis*, *Thomsonipollis*, *Trudopollis ordinatus*, *T. pertrudens*. Pozostałe charakterystyczne ziarna pyłku okrytonasiennych to paleogeńskie gatunki *Tricolporopollenites belgicus*, *T. eofoagoides*, *T. fallax*, *T. liblarensis*, *Laeviporopollis eocaenicus* oraz liczne *Cupuliferoipollenites pusillus*, *C. oviformis*, *Quercoidites microhenrici*, *Platanipollis ipelensis*, *Plicatopollis plicatus*, *Momipites punctatus* i inne. Zespół ten, ze względu na dużą ilość wskaźnikowych gatunków i z uwagi na pozycję w profilu, może być wiązany z utworami wyższego paleocenu wykształconymi w facji lądowej. Jest on młodszy od zespołu z osadów leżących niżej i pochodzi prawdopodobnie z późnego paleocenu (piętro tanet?).

Na głębokości 465,25 m, w szaro-zielonkawym ile, palinomorfy występowały śladowo, nie było więc podstaw do datowań palinostratygraficznych.

Wyżej w profilu, na głębokości 457,50–463,75 m, w próbkach pobranych z podobnego szaro-zielonkawego iltu oznaczono zespół pyłkowo-fitoplanktonowy (tab. 3, 5), w którym ważną rolę odgrywał dość liczny fitoplankton morski. Wyróżniono następujące gatunki: *Corrudinium incompositum*, *Rottnestia borussica*, *Dracodinium politum*, *D. similis*, *D. cf. condylos*, *Paucilobimorpha incurvata*, *Palaeocystodinium golzowense*, *Gochtodinium*, *Pentadinium laticinctum*. Sporomorfy obecne w zespole były niezbyt liczne i mało charakterystyczne, rozpoznane taksony mogły występować zarówno w paleogenie, jak i w neogenie. Oznaczono pojedynczy okaz pyłku roślin nagonasiennych z rodzaju *Classopollis*, występujący w zespołach jurajskich i kredowych. W opisywanym zespole palinomorfy były słabo zachowane, zwłaszcza fitoplankton był często zniszczony. Wśród innych mikroszczątków odnotowano organiczne wyściółki otwornic i pojedyncze ziarna glaukonitu. Mimo słabego stanu zachowania fitoplanktonu jego skład wskazuje na wczesnoeocenijski wiek zespołu (piętro ipr). Jest to zespół porównywalny z poziomem dinocystowym D8 Powella (1992) i Köthe i Piesker (2007).

Kolejny zespół, z głębokości 444,10–445,50 m, pochodzący z próbek mułku węglatego, był odmienny od opisanych wcześniej (fig. 6, tab. 3). Nie zawierał morskiego fitoplanktonu, za to masowo występował w nim słodkowodny glon z rodzaju *Botryococcus*. Duży udział miały sporomorfy z przewagą pyłku roślin nagonasiennych – powyżej 75% spektrum, w tym: *Pinuspollenites* (do 49,3%), *Inaperturopollenites concedipites* (do 15,4%), *Sciadopityspollenites* (do 11,8%) i *Cupressacites bockwitzensis* (do 8,6%). Pyłek roślin okrytonasiennych, znacznie mniej liczny, był bardziej zróżnicowany taksonomicznie, wyróżniono gatunki: *Cupuliferoipollenites pusillus* (do 6,3%), *C. oviformis* (do 1,9%), *Fususpollenites fusus* (do 3,2%), *Tricolporopollenites pseudocingulum* (do 4,1%), *T. dolium* (do 1,6%) i *Platanipollis ipelensis* (do 1,0%).

W opisanym spektrum pyłkowym nie ma taksonów wskaźnikowych, jednak na podstawie wysokiego udziału pyłku roślin nagonasiennych i pyłku ciepłolubnych roślin okrytonasiennych można przypuszczać, że jest to zespół z najwcześ-

niejszego środkowego miocenu, osadzony w niewielkim zbiorniku wodnym, w którym nie nastąpiła znacząca akumulacja biomasy węglotwórczej.

Na głębokości 433,80–437,20 m, w węglu brunatnym i mułku węglistym, wydzielono zespół (fig. 6, tab. 3) o niezbyt wysokiej frekwencji sporomorf, w którym ziarna pyłku roślin nagonasiennych reprezentowały *Pinuspollenites* (do 30,1%) i *Sequoiapollenites* (do 19,8%); inne taksony były znacznie mniej liczne. Wśród pyłku roślin okrytonasiennych występowały m.in. *Myricipites* sp. (do 23,6%), *M. bituitus* (do 4,9%), *Ilexpollenites margaritatus* (do 9,8%), *Ericipites ericius* (do 8,0%), *Tricolporopollenites pseudocingulum* (do 3,3%) i *Cyrillaceapollenites megaexactus* (do 2,4%). Znalezione też pojedyncze okazy słodkowodnego fitoplanktonu. Takie spektrum pyłkowe ze znacznym udziałem pyłku roślin zbiorowisk krzewiastych jest spotykane w poziomie sporowo-pyłkowym V *Quercoidites henrici* wiązanim z sedymentacją II lużyckiego pokładu węgla brunatnego w środkowym miocenie.

Wyżej w profilu, na głębokości 412,75–418,90 m, w podobnych osadach, zespół sporomorf był znacznie bogatszy taksonomicznie (fig. 6, tab. 3). Pyłek roślin nagonasiennych występował w mniejszej ilości, przy czym dominował rodzaj *Pinuspollenites* (do 16%), oprócz tego rozpoznano *Sciadopityspollenites*, *Sequoiapollenites*, *Inaperturopollenites dubius*, *I. concedipites* i inne. Natomiast pyłek roślin okrytonasiennych był licznie reprezentowany przez następujące taksony: *Nyssapollenites* (do 14,6%), *Alnipollenites verus* (do 10,0%), *Trivestibulopollenites betuloides* (do 11,7%), *Ulmipollenites undulosus* (do 13,3%), *Tricolporopollenites pseudocingulum* (do 4,4%), *Cyrillaceapollenites megaexactus* (do 5,4%) oraz cf. *Fraxinipollis* (do 4,3%). Skład spektrum pyłkowego wykazuje podobieństwo do poziomu sporowo-pyłkowego VI *Tricolporopollenites megaexactus*, związanego z IIA lubińskim pokładem węgla brunatnego ze środkowego miocenu.

W próbce z głębokości 408,75 m, pobranej z mułku ilastego z ksylytami, stwierdzono ślady pojedynczych ziaren pyłku i dość liczne fitoklasty w postaci nabłonków oraz brązowych i czarnych fragmentów drewna. Taki skład zespołu uniemożliwił datowania palinostratygraficzne.

W wyższej części profilu, na głębokości 364,60–404,00 m, w węglu brunatnym, mułkach i iłach węglistych, stwierdzono kolejny zespół palinomorf (fig. 6, tab. 3). Pyłek roślin nagonasiennych był reprezentowany głównie przez rodzaj *Pinuspollenites* (do 27,5%), udział innych taksonów nie przekraczał 2,7%, były to: *Sciadopityspollenites*, *Abiespollenites*, *Inaperturopollenites dubius*, *I. concedipites* i *Cupressacites bockwitzensis*. W zespole dominował pyłek roślin okrytonasiennych z licznie występującymi taksonami: *Alnipollenites verus* (do 32,5%), *Quercopollenites* (do 15,8%), *Trivestibulopollenites betuloides* (do 8,6%), *Nyssapollenites* (do 8,6%), *Juglanspollenites juglandoides* (do 8,6% – w górnej części omawianego odcinka profilu), *Ulmipollenites undulosus* (do 8,1%), *Ericipites ericius* (do 4,8%), *Faguspollenites* (do 4,0%) i *Polyatriopollenites* (do 4,0%). W mniejszej ilości spotykane były ziarna pyłku roślin wodnych i zielnych z rodzajów *Sparganiaceapollenites*, *Butomuspollenites*, *Persicarioipollis*,



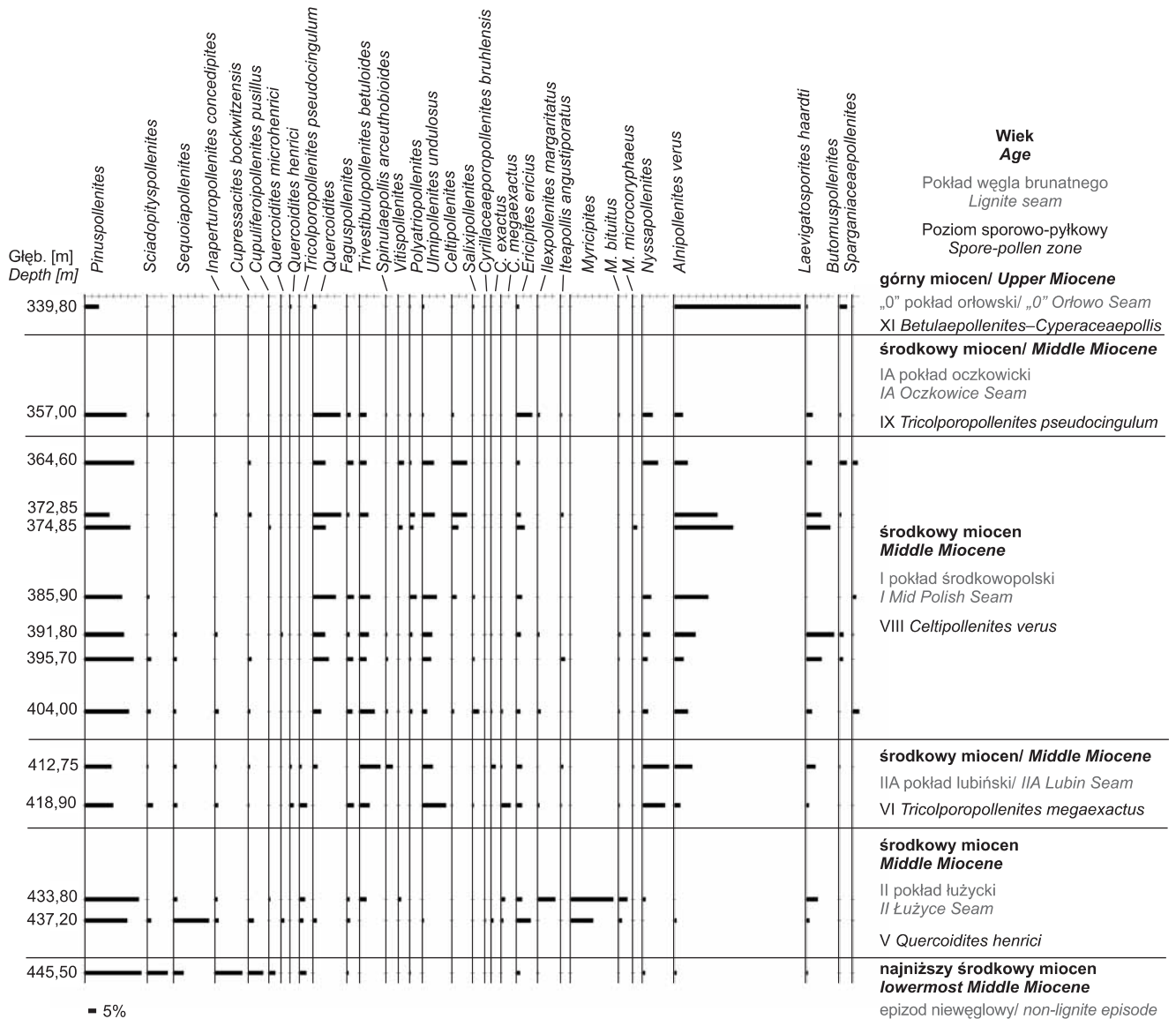


Fig. 6. Diagram pyłkowy dolnego kompleksu miocenijskiego

Pollen diagram of the Miocene lower sediment package

*Corsiniipollenites*, *Pseudotyphoipollis* i *Cyperaceapollis*. W zespole palinomorf odnotowano także obecność słodkowodnego fitoplanktonu. Skład zespołu sporomorf jest zbliżony do składu poziomu sporowo-pyłkowego VIII *Celtipollenites verus*, charakterystycznego dla I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego ze środkowego miocenu.

Kolejny zespół palinomorf znaleziono w jasnoszarym piasku drobnoziarnistym z głębokości 357,00 m (fig. 6, tab. 3). Pyłek roślin nagonasiennych był reprezentowany głównie przez *Pinuspollenites* (23,3%). Pyłek roślin okrytonasiennych był liczny i zróżnicowany, stwierdzono obecność *Quercopollenites* (15,3%), *Eriopites ericius* (8,8%), *Nyssapollenites* (5,5%), *Diervillapollenites megaspinosus* (5,2%), *Alnipollenites verus* (4,7%), *Trivestibulopollenites betuloides* (4,1%), a także liczne ziarna pyłku roślin zielnych: *Corsiniipollenites* (4,1%), *Cichoraacidites gracilis* (2,7%), *Persicarioipollis*

(2,5%), *Cariophyllidites*, *Tubulifloridites*, *Butomuspollenites*. Wśród palinomorf odnotowano także obecność zniszczonego paleogeńskiego fitoplanktonu morskiego. Taki skład pyłków jest charakterystyczny dla poziomu sporowo-pyłkowego IX *Tricolporopollenites pseudocingulum* ze środkowego miocenu.

Wyżej w profilu, w ile węglistym z głębokości 339,8 m, występował kolejny zespół sporomorf (fig. 6, tab. 3). Dominował w nim pyłek roślin okrytonasiennych z bardzo wysokim udziałem gatunku *Alnipollenites verus* (69,7%). Pozostałe taksony były znacznie mniej liczne, wśród nich wyższą procentową wartość osiągnął pyłek roślin zielnych *Lythraceapollenites bavaricus* (8,1%) i wodnych *Butomuspollenites* (4,3%). Udział innych taksonów nie przekraczał 2%. Pod względem składu zespół odpowiada poziomowi XI *Betulaepollenites-Cyperaceapollis* występującemu w utworach górnego miocenu.

W próbce z piasku glaukonitowego z głębokości 298,45–301,20 m oznaczono całkowicie odmienny zespół palinomorf, zdominowany przez fitoplankton morski (tab. 3, 5). Stwierdzono m.in. *Cordosphaeridium fibrospinum*, *Paucilobimorpha incurvata*, *Charlesdowniea clathrata*, *Microdinium ornatum* i *Membranophoridium*. Pyłek roślin nagonasiennych reprezentowały głównie rodzaje *Pinuspollenites* (do 24,6%) i *Sciadopityspollenites* (do 7,6%). Wśród gatunków pyłku roślin okrytonasiennych występowały *Cupuliferoipollenites pusillus* (do 9,3%), *Fususpollenites fusus* (do 3,4%) oraz mniej licznie *Cyrillaceapollenites brühlensis*, *Momipites quietus*, *Platanipollis ipelensis*, *Tricolporopollenites starredoensis*, *T. dolium* i inne. Obecne były również ziarna mineralne (glaukonit). Ten zespół palinomorf jest wieku paleogeńskiego i z uwagi na skład morskiego fitoplanktonu oraz pyłku roślin okrytonasiennych można go zaliczyć z dużym prawdopodobieństwem do późnego eocenu (piętro priabon, poziom dinocystowy D12).

Następny, bardzo bogaty zespół pyłkowy oznaczono w mułku węglistym i piaszczystym z głębokości 294,30–297,10 m (tab. 3). Wśród pyłków roślin nagonasiennych najliczniejszy był rodzaj *Pinuspollenites* (do 17,8%), mniejszy udział miały *Sequoiapollenites* (do 9,7%), *Inaperturopollenites concedipites* (do 5,7%), *I. dubius* (do 4,2%), *Sciadopityspollenites* (do 4,0%) oraz *Cupressacites bockwitzensis* (do 3,5%). Duże znaczenie miał pyłek roślin okrytonasiennych, w tym *Cupuliferoipollenites pusillus* (do 27,8%), *Fususpollenites fusus* (do 11,6%) i *Platanipollis ipelensis* (do 4,3%), inne występowały w mniejszych ilościach. Ważna jest też obecność wskaźnikowych gatunków: *Boehlensipollis hohli* i *Cupanieidites eucalyptoides*. Wśród materii palinologicznej obecne były też fragmenty zniszczonego, redepowanego fitoplanktonu. Skład zespołu wraz ze wskaźnikowymi gatunkami sporomorf wskazuje na wczesny oligocen (formacja czempińska). Zespół osadził się w zbiorniku słodkowodnym, z niewielką redepozycją morskiego fitoplanktonu (tab. 5).

Na głębokości 287,40 m, w ciemnoszarym laminowanym mułku, występował kolejny zespół sporomorf (fig. 7, tab. 3). Rośliny nagonasienne reprezentował głównie pyłek *Pinuspollenites* (31,6%) i *Cupressacites bockwitzensis* (6,7%). Znacznie liczniejsze były ziarna pyłku roślin okrytonasiennych, w tym: *Alnipollenites verus* (13,4%), *Nyssapollenites rodderensis* (5,1%), *Ulmipollenites undulosus* (4,5%), *Quercopollenites* (3,5%), *Faguspollenites* (3,2%) i *Ericipites ericius* (3,2%). Skład tego spektrum jest najbardziej zbliżony do składu poziomu sporowo-pyłkowego IX *Tricolporopollenites pseudocingulum* ze środkowego miocenu.

Na głębokości 274,80 m, w czarnym ile, wyróżniono ubogi zespół, w którym poza sporomorfami występował również nieliczny morski fitoplankton (fig. 7, tab. 3), z rodzajami o szerokich zasięgach stratygraficznych: *Operculodinium*, *Phthanoperidinium*, *Deflandrea* oraz *Crassosphaera*. Wśród pyłku roślin nagonasiennych oznaczono głównie *Pinuspollenites* (16,9%). Pyłek roślin okrytonasiennych był liczniejszy, stwierdzono m.in. *Cupuliferoipollenites pusillus* (33,9%), *Fususpollenites fusus* (15,7%), *Platanipollis ipe-*

*lensis* (2,9%), *Alnipollenites verus* (7,9%), *Cyrillaceapollenites brühlensis*, *Platycaryapollenites miocaenicus*, *Momipites quietus* i *Cupuliferoipollenites oviformis*. Ten zespół z nielicznym, słabo zachowanym morskim fitoplanktonem i charakterystycznym pyłkiem pochodzi zapewne z wczesnego oligocenu i odpowiada brackiej formacji mosińskiej górnej. Przymuszczenie zostało osadzone w zbiorniku słodkowodnym, do którego podczas wezbrań sztormowych docierał nieliczny fitoplankton morski (tab. 5).

Na głębokości 235,40 m, w laminowanym mułku piaszczystym, występował zespół (fig. 7, tab. 3), w którym głównymi składnikami były ziarna pyłku roślin nagonasiennych (do 50% spektrum), w tym *Pinuspollenites* (21,2%), *Sequoiapollenites* (16,1%), *Cupressacites bockwitzensis* (5,1%) i inne mniej liczne. Wśród pyłku roślin okrytonasiennych dominowały taksony: *Tricolporopollenites pseudocingulum* (14,6%), *Nyssapollenites* (5,9%), *Alnipollenites verus* (4,6%), *Myricipites bituitus* (4,9%), *Cupuliferoipollenites pusillus* (2,8%), *Quercoidites henrici* (2,6%), *Cyrillaceapollenites megaexactus* (2,3%) i *C. brühlensis* (2,6%). Opisany zespół jest charakterystyczny dla środkowego miocenu, a jego położenie w mułkowej wkładce w miąższym kompleksie osadów piaszczystych pozwala przypuszczać, że jest on związany z niewęglowym epizodem sedymentacji w najwcześniejszym środkowym miocenie. Zbliżony, choć nie identyczny zespół występował na głębokości 444,10–445,50 m.

Kolejny zespół oznaczono w mułku węglistym z głębokości 196,80–199,30 m (fig. 7, tab. 3). Na uwagę zasługują liczne spory roślin zarodnikowych (do 38,4% w spektrum), z dużym udziałem *Neogenisporis neogenicus* (do 27,3%) i *Stereisporites* (wszystkie gatunki łącznie – do 26,7%). Wśród ziaren pyłku roślin nagonasiennych występował głównie rodzaj *Pinuspollenites* (do 21,5%), a mniej licznie taksony *Sciadopityspollenites*, *Abiespollenites*, *Inaperturopollenites concedipites* i *Sequoiapollenites*. Dominującymi ziarnami pyłku roślin okrytonasiennych były: *Ericipites ericius* (do 17,1%), *Myricipites bituitus* (do 4,5%), *Ilexpollenites margaritatus* (do 3,5%) i *Tricolporopollenites pseudocingulum* (do 7,3%). Pozostałe nieliczne taksony stanowią *Quercoidites henrici*, *Q. microhenrici*, *Platycaryapollenites*, *Cupuliferoipollenites pusillus* i *Tricolporopollenites dolium*. Takie spektrum, z dużym udziałem pyłku zarośli krzewiastych i torfowcem (*Stereisporites* = *Sphagnum*), jest najbardziej zbliżone składem do poziomu sporowo-pyłkowego V *Quercoidites henrici*, wiązane z II lużyckim pokładem węgla brunatnego ze środkowego miocenu. Ten zespół sporowo-pyłkowy jest podobny do zespołu wyróżnionego na głębokości 433,80–437,20 m.

W próbce pobranej z różnoziarnistego piasku z ksyliłami z głębokości 189,55 m występowały pojedyncze ziarna pyłku: *Pinuspollenites*, *Cupressacites bockwitzensis*, *Nyssapollenites* i *Quercopollenites*, wskazujące z dużym prawdopodobieństwem, że jest to zespół mioceniński.

Wyżej w profilu, na głębokości 182,30 m, w brunatnym mułku ilastym, sporomorfy również występowały nielicznie, duży był natomiast udział słodkowodnego fitoplanktonu (tab. 3). Stwierdzono m.in. *Botryococcus*, *Closteritetraptidites*,

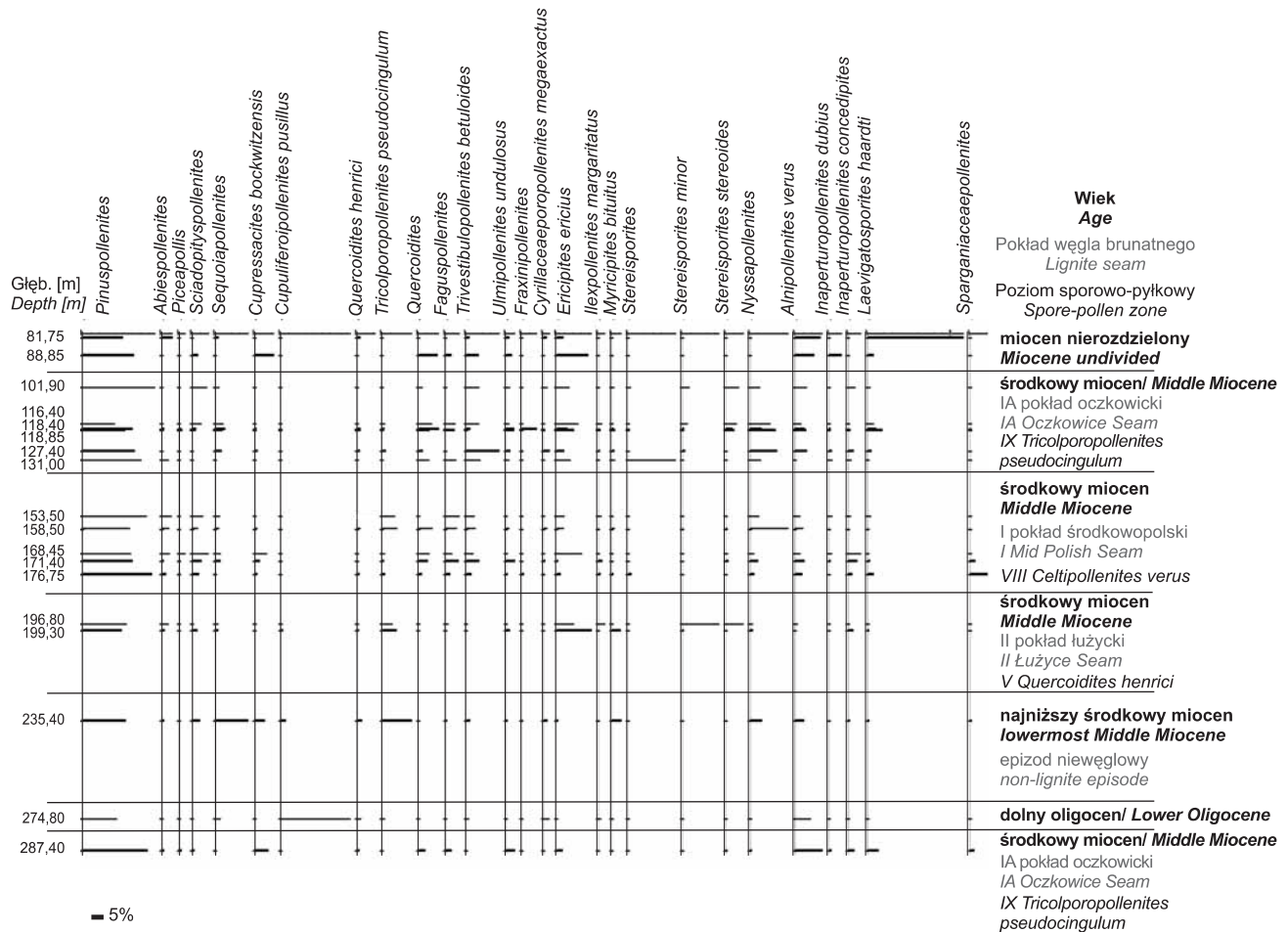


Fig. 7. Diagram pyłkowy górnego kompleksu mioceńskiego

Pollen diagram of the Miocene upper sediment package

*Ovoidites ligneolus*, *Sigmopollis pseudosetarius*, *Stigmozygodites*, *Tetrapidites*, *T. crassus*, a także słodkowodne Dinoflagellata i występujący bardzo licznie pozostały, nieoznaczony plankton słodkowodny. Można przypuszczać, że jest to zespół mioceński powstały w zbiorniku słodkowodnym, masowo zasiedlonym przez glony.

W utworach z głębokości 153,50–176,75 m wyróżniono jednowiekowy zespół sporomorf (fig. 7, tab. 3). Niewielkie różnice notowane w spektrach pyłkowych są rangi siedliskowej, a nie stratygraficznej. W niższej części osadów, na głębokości 168,45–176,75 m, w piasku i ile węglistym występował bogaty zespół sporomorf. Pyłek roślin nagonasiennych reprezentowały: *Pinuspollenites* (do 33,6%), *Sciadopityspollenites* (do 8,2%), *Inaperturopollenites concedipites* (do 6,4%), *Cupressacites bockwitzensis* (do 6,1%) i *Abiespollenites* (do 4,1%). Bardzo liczny i zróżnicowany pod względem taksonomicznym był pyłek roślin okrytonasiennych, wśród którego dominowały: *Eriopites ericius* (do 14,9%), *Trivestibulopollenites betuloides* (do 6,5%), *Faguspollenites* (do 5,6%), *Quercopollenites* (do 5,5%), *Alnipollenites verus* (do 4,1%), *Ulmipollenites undulosus* (do 3,9%), *Nyssapollenites* (do 3,4%) i *Sparganiaceapollenites* (do 8,5%). Takie

spektrum, z przewagą pyłku roślinności o umiarkowanych wymaganiach klimatycznych, wskazuje na dominację w zbiorowisku roślinnym lasu mieszanego oraz zarośli krzewiastych. W wyższej części omawianego odcinka profilu, na głębokości 153,50–158,50 m, w węglu brunatnym i mułku piaszczystym, udział pyłku roślin nagonasiennych osiągał zbliżone wartości: *Pinuspollenites* (do 31,2%), *Sciadopityspollenites* (do 5,6%), *Abiespollenites* (do 4,9%), obecne były również *Sequoiapollenites*, *Cupressacites bockwitzensis*, *Inaperturopollenites dubius* i *I. concedipites*. W składzie pyłku roślin okrytonasiennych dominowały natomiast *Nyssapollenites* (do 18,6%), *Quercopollenites* (do 9,0%), *Tricolporopollenites pseudocingulum* (do 7,6%), *Faguspollenites* (do 7,1%), *Trivestibulopollenites betuloides* (do 4,7%), *Alnipollenites verus* (do 4,2%) i *Eriopites ericius* (do 4,0%). Zwiększony udział w zespole roślin lasu bagiennego jest typowy dla osadów węglistych. Skład spektrum z obu odcinków profilu jest zbliżony do składu poziomu sporowo-pyłkowego VIII *Celtipollenites verus*, charakterystycznego dla I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego ze środkowego miocenu. Podobny zespół występował w niższej części profilu na głębokości 364,60–404,00 m.



Następny zespół rozpoznano w próbkach z głębokości 101,90–131,00 m, pobranych z mułku węglatego i węgla brunatnego (fig. 7, tab. 3). Głównymi składnikami pyłku roślin nagonasiennych były *Pinuspollenites* (do 33,5%), *Sequoiapollenites* (do 5,0%), *Sciadopityspollenites* (do 7,4%), inne występowały mniej licznie. Pyłek roślin okrytonasiennych był bardziej zróżnicowany, tworzyły go: *Trivestibulopollenites betuloides* (do 16,1%), *Nyssapollenites* (do 13,2%), *Ericipites ericius* (do 10,8%), *Quercopollenites* (do 10,0%), *Alnipollenites verus* (do 5,9%), *Faguspollenites* (do 5,4%) i *Ulmipollenites undulosus* (do 4,2%). W zespole dość liczne były spory, zwłaszcza gatunek *Laevigatosporites haardti* (do 7,3%) i różne gatunki rodzaju *Stereisporites* (średnio ok. 10%). Ten zespół sporomorf można porównać z poziomem sporowo-pyłkowym IX *Tricolporopollenites pseudocingulum* ze środkowego miocenu. Zbliżone składem zespoły stwierdzono w analizowanym profilu już wcześniej – na głębokości 357,0 m i 287,4 m.

W próbce pobranej z głębokości 97,60 m, z mułku ilastego, nie odnotowano sporomorf. Bardzo liczne były natomiast fitoklasty w postaci brązowych fragmentów drewna oraz nabłonków.

Próbki pobrane z najwyższej części profilu, z głębokości 81,75 m i 88,85 m, z mułku węglatego, zawierały ubogi zespół palinomorf (fig. 7, tab. 3). Wśród pyłku nagonasiennych występowały: *Pinuspollenites*, *Abiespollenites*, *Sciadopityspollenites*, *Sequoiapollenites*, *Inaperturopollenites dubius* i *Cupressacites bockwitzensis*. Rośliny okrytonasienne były reprezentowane przez taksony pyłkowe: *Alnipollenites verus*, *Trivestibulopollenites betuloides*, *Butomuspollenites*, *Quercopollenites*, *Faguspollenites*, *Ulmipollenites undulosus*, *Ericipites ericius*, *Periporopollenites stigmosus* i *Quercoidites henrici*. W zespole wyróżniono słodkowodny fitoplankton. Z uwagi na niską frekwencję sporomorf, brak wskaźnikowych taksonów i charakterystycznych zespołów można jedynie stwierdzić, że jest to spektrum mioceńskie.

W próbkach utworów przewierconych za pomocą sondy mechanicznej (tab. 4) w rejonie Wygody (Słodkowska, 2005b) pochodzących z głębokości 5,3 m występował liczny zespół sporomorf, zawierający pyłek roślin nagonasiennych, w tym *Pinuspollenites* (29,9%), *Inaperturopollenites concedipites* (3,8%) oraz *Sequoiapollenites* i *Sciadopityspollenites*.

Rośliny okrytonasienne były reprezentowane przez *Cupuliferoipollenites pusillus* (18%), *C. oviformis* (6,6%), *Alnipollenites verus* (8,1%), *Fususpollenites fusus* (2,4%) oraz mniej liczne *Platanipollis ipelensis*, *Momipites quietus*, *Quercoidites microhenrici* i *Cyrrillaceapollenites megalexactus*. W spektrum dominowały ziarna pyłku roślin ciepłolubnych, z mezofilnego lasu mieszanego. Panujący wówczas klimat można określić jako umiarkowany ciepły. Skład zespołu dopełniał niezbyt liczny morski fitoplankton, reprezentowany przez *Glaphyrocysta*, *Wetzeliella articulata*, *Aptodinium* i *Spiniferites*. Taki skład zespołu palinomorf jest porównywalny ze spektrami charakterystycznymi dla wczesnego oligocenu (formacja mosińska górna). Podobny zespół oznaczono w profilu otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi na głębokości 274,80 m.

Drugi zespół stwierdzono w pozostałych trzech próbkach osadów pobranych w rejonie Wygody z głębokości 3,5–4,5 m (Słodkowska, 2005b). W przeciwieństwie do poprzedniego zespołu nie zawierał morskiego fitoplanktonu. Odmienne było też spektrum sporowo-pyłkowe, co zaznaczyło się zwłaszcza w zróżnicowanych taksonach pyłku roślin okrytonasiennych. Dominował wśród nich pyłek roślin o umiarkowanych wymaganiach klimatycznych, reprezentowany przez: *Nyssapollenites* (do 13,9%), *Trivestibulopollenites betuloides* (do 11,6%), *Alnipollenites verus* (do 10,4%), *Ulmipollenites undulosus* (do 5,9%), *Polyatriopollenites* (do 3,8%), czyli pyłek drzew z lasu bagiennego i łąkowego. Zaznaczył się też udział pyłku roślin zielnych: *Graminidites*, *Persicarioipollenites*, *Corsinipollenites*, *Lonicerapollenites*, *Umbelliferoipollenites* i wodnych: *Sparganiaceapollenites*, *Trapapollis*, *Pseudotyophoidites*. Wśród pyłku roślin nagonasiennych większy udział – poza rodzajem *Pinuspollenites* (do 35,4%) – miał *Abiespollenites* (4,6%). Na podstawie składu spektrum pyłkowego można przypuszczać, że ówczesny klimat był umiarkowany ciepły, wilgotny. Wiekowo opisany zespół odpowiada poziomowi sporowo-pyłkowemu IX *Tricolporopollenites pseudocingulum*, związanemu z IA oczkowniczym pokładem węgla brunatnego z niższej części formacji poznańskiej (środkowy miocen). Zbliżone zespoły pojawiły się trzykrotnie w profilu otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi (na głębokości 357,00 m, 287,40 m i 101,90–131,00 m).

## DYSKUSJA WYNIKÓW

### PALINOSTRATYGRAFIA OSADÓW PALEOGENU I NEOGENU

Na podstawie wyników badań palinologicznych udokumentowano zespoły palinomorf kilkakrotnie powtarzające się w profilu badawczego otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi. Wykazały one skomplikowaną sukcesję osadów paleoenu i neogenu, a także umożliwiły ustalenie stratygrafii osadów oraz prześledzenie rozwoju sedymentacji na analizowanym obszarze.

Najstarszy osad występował w spągu profilu otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi, na głębokości 487,50 m, był to piasek glaukonitowy. Obecny w nim fitoplankton, reprezentowany przez gatunki *Alterbidinium circulum*, *Fibradinium annetorpense*, *Isabelidinium viborgense*, *Palaeoperidinium pyrophorum*, *Paralacaniella indentata* i *Paucilobimorpha apiculata*, odpowiada poziomowi dinocystowemu D3–D4 ze środkowego paleocenu (piętro zeland), należącemu do wyższej części formacji puławskiej. Poziom D3 zarejestrowano na obszarze mazurskim (Słodkowska, 2005a, 2007, 2009)

oraz w profilu Yantarny z Półwyspu Sambijskiego (Słodkowska, 2004, 2008b, 2010a).

Wyżej, na głębokości 476,00 m, w czarnym ile, oznaczono zespół sporomorf osadzony w zbiorniku słodkowodnym, bez morskiego fitoplanktonu, z licznym pyłkiem roślin okrytonasiennych z wymarłej kredowo-paleogeńskiej grupy Normapolles: *Complexoipollis*, *Extratripopolitenites dorus*, *Nudopollis thiergartii*, *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus*, *Pseudooculopollis*, *Thomsonipollis*, *Trudopollis ordinatus*, *T. pertrudens* i innym pyłkiem roślin charakterystycznych dla starszego paleogenu, w tym *Tricolporopollenites belgicus*, *T. eofagoides*, *Plicatopollis plicatus* i *Laeviporopollis eocaenicus*. Wiek zespołu sporomorf można określić na późny paleocen (piętro tanet, formacja odrzańska). Podobne spektra pyłkowe wyodrębniono z piasku glaukonitowego z profilu Ziemianny na Mazurach (Słodkowska, 2005a) oraz z węgla brunatnego i iltu węglistego w profilach z północno-zachodniej Polski – Szczecin IG-1 i Goleniów IG-1 (Grabowska, 1974, 1983).

W wyżej leżącym szaro-zielonkawym ile, na głębokości 457,50–463,75 m, występował wczesnoeoceniński zespół palinomorf datowany na późny ipr, odpowiadający poziomowi dinocystowemu D8, co potwierdza obecność fitoplanktonu reprezentowanego przez: *Corrudinium incompositum*, *Rottnechia borussica*, *Dracodinium politum*, *D. similis*, *D. cf. condylos*, *Paucilobimorpha incurvata*, *Palaeocystodinium golzowense*, *Gochtodinium* i *Pentadinium laticinctum*. Ten wczesnoeoceniński zespół odpowiada formacji szczecińskiej. Zbliżony zespół oznaczono w mułowcu w profilu Trzebież (Grabowska, 1983). Nieco starszy wczesnoeoceniński zespół (D7) wyróżniono w osadach mułkowo-ilastych w profilu Yantarny na Półwyspie Sambijskim (Słodkowska, 2004, 2008b). Osadami dolnoeocenijskimi na głębokości 457,50 m kończy się pierwszy paleogeński odcinek profilu, który można uznać za jedyny kompleks osadów znajdujący się w pierwotnym położeniu. Nad nim leżą osady neogeńskie.

W mułku węglistym z głębokości 444,10–445,50 m oraz w mułku piaszczystym zalegającym ponad 200 m wyżej, na głębokości 235,40 m, stwierdzono podobne zespoły sporomorf z wysokim udziałem pyłku roślin szpilkowych i znaczną domieszką pyłku ciepłolubnych roślin okrytonasiennych. W zespole masowo występował słodkowodny glon z rodzaju *Botryococcus*. Ten zespół palinomorf jest związany z akumulacją osadów w zbiorniku słodkowodnym, zaś wiekowo odpowiada utworom najniższego środkowego miocenu, poniżej poziomu masowej akumulacji osadów brunatnowęglowych II pokładu łuzycyjskiego w formacji ścinawskiej.

Kolejny mioceniński zespół występował w dwóch odcinkach profilu, na głębokości 433,80–437,20 i 196,80–199,30 m, w mułku węglistym i węglu brunatnym. Wysoki udział w tym zespole sporomorf miały pyłek krzewów i spory roślin zarodnikowych, w tym *Sphagnum* (torfowiec). Taki typ wegetacji jest często spotykany w zbiorowiskach roślinnych związanych z akumulacją węgla brunatnego. Pozostały pyłek roślin ważnych dla akumulacji węgla wskazuje na poziom sporowo-pyłkowy V *Quercoidites henrici*, wiązany z II łuzycy-

kim pokładem węgla brunatnego w formacji ścinawskiej. Pokład ten stanowi poziom korelacyjny na znacznym obszarze Polski niżowej, w tym na Mazurach i Podlasiu (Słodkowska, 2005a, 2009).

Następny mioceniński zespół wydzielono w węglu brunatnym, na głębokości 412,75–418,90 m. Największą rolę odgrywał w nim pyłek roślin wilgotnych siedlisk lasu bagienno-łęgowego i mieszanego. Skład zespołu sporomorf można porównać ze składem poziomu sporowo-pyłkowego VI *Tricolporopollenites megaexactus*, wiązany z IIA lubińskim pokładem węgla brunatnego (środkowy miocen, formacja adamowska). Podobne zespoły odnotowano na Podlasiu (Słodkowska, 2005a).

Kolejny zespół wyróżniony w osadach miocenijskich występował w dwóch miąższych odcinkach, w pierwszym na głębokości 364,60–404,00 m w mułkach i iltach węglistych oraz węgla brunatnym i w drugim na głębokości 153,50–176,75 m w piaskach, mułkach, iltach węglistych i węglu brunatnym. W zespole dominował pyłek roślin o umiarkowanych wymaganiach klimatycznych, rosnących w lesie bagienno-mieszanym oraz w zbiorowisku krzewiastym. Podobne spektra są spotykane w poziomie sporowo-pyłkowym VIII *Celtipollenites verus*, charakterystycznym dla I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego, wiązany ze spągową częścią formacji poznańskiej (środkowy miocen). Podobny skład zespołu pyłkowego zarejestrowano w profilu otworu wiertniczego Małyki 3 (Słodkowska, 2002c; Gałązka 2003a, b) oraz w profilu otworu wiertniczego Sąpląty na Mazurach (Słodkowska, 2007, 2009).

Następny zespół sporomorf powtórzył się w profilu trzykrotnie: na głębokości 357,00 m w piasku drobnoziarnistym, na głębokości 287,40 m w laminowanym mułku i na głębokości 101,90–131,00 m w mułkach i piaskach węglistych oraz węgla brunatnym. Opisano go również w czarnym ile pobranym z głębokości 3,5–4,5 m z sondy mechanicznej w rejonie Wygody (Słodkowska, 2005b). Największe znaczenie w tym zespole miał pyłek roślin wilgotnych siedlisk, zwłaszcza lasu bagienno-łęgowego i mieszanego. Zaznaczył się też niewielki udział paleogeńskiego fitoplanktonu, który tworzy w poziomie sporowo-pyłkowym IX *Tricolporopollenites pseudocingulum* horyzont redepozycji, spotykany także w wielu stanowiskach ze środkowej i wschodniej Polski (Słodkowska, 2002a, 2005a, 2008a, 2009). Zespół ten jest wiązany z IA oczkowniczym pokładem węgla brunatnego w niższej części formacji poznańskiej.

Najmłodszy zespół sporomorf oznaczono w dolnym kompleksie osadów miocenijskich, w ile węglistym z głębokości 339,80 m. Z uwagi na bardzo wysoki udział pyłku *Alnipollenites verus* (prawie 70%) wiek zespołu określono na późny miocen. Skład spektrum jest porównywany ze składem poziomu sporowo-pyłkowego XI *Betulaepollenites-Cyperaceapollis* z wyższej części formacji poznańskiej. Poziom z wysokim udziałem *Alnipollenites verus* jest często notowany i stanowi poziom korelacyjny na obszarze środkowej i północno-wschodniej Polski (Słodkowska, 1998, 2001a, b, 2002b, 2005a, 2007, 2008b, 2009).



W wyższej części profilu Wysoka Wieś ponownie stwierdzono osady paleogeńskie, stratygraficznie młodsze od występujących w niższym paleogeńskim odcinku profilu. Na głębokości 298,45–301,20 m w piasku glaukonitowym oznaczono bogaty zespół palinomorf. Fitoplankton był licznie reprezentowany przez gatunki *Cordosphaeridium fibrospinosum*, *Paucilobimorpha incurvata*, *Charlesdowniea clathrata*, *Microdinium ornatum* i *Membranophoridium*. Na podstawie składu fitoplanktonu oraz sporomorf wiek zespołu określono na późny eocen (piętro priabon, poziom dinocystowy D12, formacja pomorska). Podobne zespoły opisano z rejonu Mazur (Słodkowska, 2007, 2009), Podlasia (Słodkowska, 2005a) i Półwyspu Sambijskiego (Słodkowska, 2004, 2008b).

Ostatni paleogeński zespół palinomorf odnotowano w dwóch odcinkach profilu, na głębokości 294,30–297,10 m w osadach mułkowych i na głębokości 274,80 m w czarnym ile. Oba reprezentują zespół pyłkowy tego samego wieku, z licznym udziałem taksonów *Fususpollenites fusus* i *Cupuliferoipollenites pusillus* oraz z charakterystycznymi gatunkami *Boehlensipollis hohli* i *Cupanieidites eucalyptoides*. W niższej części tego odcinka profilu, w utworach powstałych w zbiorniku o charakterze słodkowodnym, występował nieliczny, zniszczony morski fitoplankton, a w wyższej części – nieliczny fitoplankton bez znaczenia wskaźnikowego. Oba zespoły pochodzą z wczesnego oligocenu. Niższy jest związany z sedymentacją w zbiorniku słodkowodnym (formacja czempińska), wyższy z niewielkimi wpływami wezbrań sztormowych lub ingresją morską (formacja mosińska górna). Zbliżony zespół, z niezbyt licznym i mało charakterystycznym fitoplanktonem, oznaczono w czarnym ile pobranym z sondy mechanicznej na głębokości 5,3 m w rejonie Wygody (Gałązka 2006a,b). Jest to zespół odpowiadający facji brakicznej formacji mosińskiej górnej (Słodkowska, 2005b). Zespoły z osadów lądowych dolnego oligocenu (formacja czempińska) i facji brakicznej (formacja mosińska górna) notowano niejednokrotnie na Mazurach i Podlasiu (Słodkowska, 2005a).

W kilku odcinkach profilu Wysoka Wieś odnotowano spektra mioceńskie bez możliwości bliższego określenia ich wieku (z powodu niedostatecznej ilości materiału lub braku charakterystycznych zespołów) oraz warstwy palinologicznie płonne.

### NASTĘPSTWO WARSTW

Profil otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi jest wyjątkowy ze względu na kilkakrotne powtarzanie się jednowiekowych formacji skalnych i często odwrócone następstwo warstw. W trzech pakietach osadów paleogeńskich wyróżniono sześć różnowiekowych zespołów palinomorf, trzy w dolnej części i trzy w górnej. W trzech pakietach osadów neogeńskich wyróżniono siedem powtarzających się różnowiekowych zespołów palinomorf – sześć w dolnej części i sześć w górnej.

Na podstawie wyników badań palinologicznych udokumentowano skomplikowaną budowę geologiczną – stwier-

dzono kilka stref odkłuc i przemieszczenia pakietów skalnych (tab. 6).

Jeżeli prześledzić następstwo warstw od spągu do stropu profilu badawczego otworu wiertniczego, początkowo obserwuje się najniższy, niezaburzony kompleks osadów paleogeńskich (dolny kompleks paleogeński), zalegający na głębokości ok. 455–489 m. Osady środkowego i górnego paleocenu występują w ciągłości i znajdują się w położeniu pierwotnym. Brak poziomów dinocystowych D5–D7 z pogranicza paleocenu i eocenu na głębokości ok. 465 m świadczy o obecności luki stratygraficznej, a nie tektonicznej, tym bardziej że osadów tego wieku nie notuje się na znacznej części Niżu Polskiego. Występujące powyżej utworów paleocenu osady dolnego eocenu (poziom dinocystowy D8) również znajdują się w normalnym położeniu.

Na głębokości ok. 455 m stwierdzono pierwszą powierzchnię dyslokacji, wzdłuż której w osady paleogeńskie został wprasowany ponad 100-metrowej miąższości pakiet utworów mioceńskich, który „rozerwał” ciągłość osadów paleogenu. Pakiet mioceński (dolny kompleks mioceński) jest względnie kompletny, występują w nim poziomy pyłkowe od najniższego środkowego miocenu do górnego miocenu. Jedynie na głębokości ok. 409 m, na której pobrano próbkę palinologicznie płonną, prawdopodobnie występuje ekwiwalent brakującego poziomu sporowo-pyłkowego VII. Brak poziomu sporowo-pyłkowego X w wyższej części kompleksu ma charakter stratygraficzny, regionalny, ponieważ poziom ten tylko sporadycznie pojawia się na Niżu Polskim. Kolejna powierzchnia dyslokacji znajduje się na głębokości ok. 339 m, wyżej zalegają znów utwory paleogeńskie o miąższości ok. 60 m, ale stratygraficznie młodsze (górny kompleks paleogeński) od tych z dolnej części profilu. Brak poziomów dinocystowych D9–D11 wskazuje na istnienie kolejnej luki stratygraficznej w najniższej części górnego kompleksu paleogeńskiego. Należy zaznaczyć, że osady dolnego i niższej części środkowego eocenu zazwyczaj nie występują na obszarze Niżu Polskiego. W badanym profilu osady górnego kompleksu paleogeńskiego rozpoczynają się utworami górnego eocenu, po czym występuje niewielka luka przypadająca na poziom dinocystowy D13. Wyżej zalegają utwory dolnego oligocenu wykształcone w dwóch facjach – najpierw lądowej, a potem brakicznej – rozdzielone kilkoma metrami utworów środkowego miocenu wciśniętych w osady paleogeńskie i dwiema powierzchniami dyslokacji na głębokości ok. 294 i 286 m. W wyższej części profilu znajduje się luka stratygraficzna obejmująca osady górnego oligocenu i niższej części dolnego miocenu, które nie są notowane w tej części Niżu Polskiego. Ta luka oddziela osady dolnego oligocenu od górnego kompleksu mioceńskiego o miąższości ok. 150 m. Kompleks mioceński rozpoczynają ponownie osady najniższego środkowego miocenu. Występują one w ciągłości z utworami najwyższego środkowego lub nawet górnego miocenu, przy założeniu, że utwory nierozdzielonego miocenu w dolnej części kompleksu zawierają prawdopodobnie poziomy sporowo-pyłkowy VI i VII. W górnej, stropowej części profilu występuje zapewne poziom sporowo-pyłkowy XI – ostatni z osadów paleogenu i neogenu w rejonie Wzgórz Dylewskich.

Tabela 6

**Palinostratygrafia zaburzonych osadów paleogenu i neogenu z zaznaczonymi powierzchniami odkłuc**  
**w otworze wiertniczym w Wysokiej Wsi**

Palynostratigraphy of disturbed Paleogene and Neogene deposits and detachment surfaces in the Wysoka Wieś profile

Głębokość	Datowanie palinologiczne
81,75 m	miocen nierozdzielony (ew. odpowiednik poziomu sporowo-pyłkowego XI)
88,85 m	
97,60 m	luka stratygraficzna (brak poziomu sporowo-pyłkowego X)
101,90 m	poziom sporowo-pyłkowy IX <i>Tricolporopollenites pseudocingulum</i> , formacja poznańska, środkowy miocen
116,40 m	
118,40 m	
118,85 m	
127,40 m	
131,00 m	
153,50 m	poziom sporowo-pyłkowy VIII <i>Celtipollenites verus</i> , formacja poznańska, środkowy miocen
158,50 m	
168,45 m	
171,40 m	
176,75 m	
182,30 m	miocen nierozdzielony (ew. odpowiednik poziomów sporowo-pyłkowych VI i VII)
189,55 m	poziom sporowo-pyłkowy V <i>Quercoidites henrici</i> , formacja ścinawska/ krajeńska, środkowy miocen
196,80 m	
199,30 m	
235,40 m	najniższy środkowy miocen
luka stratygraficzna (brak górnego oligocenu i dolnego miocenu)	
274,80 m	facja brakiczna, formacja mosińska górna, dolny oligocen
~286 m – powierzchnia odkłucia	
287,40 m	poziom sporowo-pyłkowy IX <i>Tricolporopollenites pseudocingulum</i> , formacja poznańska, środkowy miocen
~294 m – powierzchnia odkłucia	
294,30 m	facja lądowa, formacja czempińska, dolny oligocen
297,10 m	
luka stratygraficzna (brak poziomu dinocystowego D13)	
298,45 m	priabon, poziom dinocystowy D12, formacja pomorska, górny eocen
301,20 m	
~339 m – powierzchnia odkłucia	
339,80 m	poziom sporowo-pyłkowy XI <i>Betulaepollenites-Cyperaceapollis</i> , formacja poznańska, górny miocen
luka stratygraficzna (brak poziomu sporowo-pyłkowego X)	
357,00 m	poziom sporowo-pyłkowy IX <i>Tricolporopollenites pseudocingulum</i> , formacja poznańska, środkowy miocen
364,60 m	poziom sporowo-pyłkowy VIII <i>Celtipollenites verus</i> , formacja poznańska, środkowy miocen
372,85 m	
374,85 m	
385,90 m	
391,80 m	
395,70 m	
404,00 m	
408,75 m	ew. odpowiednik poziomu sporowo-pyłkowego VII
412,75 m	poziom sporowo-pyłkowy VI <i>Tricolporopollenites megaexactus</i> , formacja pawłowicka/ adamowska, środkowy miocen
418,90 m	
433,80 m	poziom sporowo-pyłkowy V <i>Quercoidites henrici</i> , formacja ścinawska/ krajeńska, środkowy miocen
437,20 m	
444,10 m	najniższy środkowy miocen
445,50 m	
~455m – powierzchnia odkłucia	
457,50 m	iprez, poziom dinocystowy D8, formacja szczecińska, dolny eocen
460,75 m	
463,75 m	
465,25 m – luka stratygraficzna (brak poziomu dinocystowego D5–D7)	
476,00 m	facja lądowa, tanet?, formacja odrzańska, górny paleocen
487,50 m	zeland, poziom dinocystowy D3–D4, formacja puławska, środkowy paleocen

Do powstania takiego mozaikowego następstwa warstw doprowadziły skomplikowane procesy glacitektoniczne. Prześledzenie tego typu budowy było możliwe wyłącznie dzięki zastosowaniu do datowania zdyslokowanych osadów kompleksowych metod badań palinologicznych (tab. 6).

#### WYKSZTAŁCENIE I LITOSTRATYGRAFIA OSADÓW PALEOGENU I NEOGENU

Przeprowadzone w rejonie Wzgórz Dylewskich badania stratygraficzne dotyczyły głównie trzech profili głębokich otworów wiertniczych – w Wysokiej Wsi (Gałązka, 2006a, b), Szyldaku (Gałązka, 2010) i Wigwałdzie (Gałązka, Marks, 2001a, b) – oraz materiału pobranego z kilkuset otworów odwierconych sondami mechanicznymi i odsłoneń rozmieszczonych równomiernie na całym badanym obszarze (fig. 8, 9).

Na podstawie makroskopowej obserwacji rdzenia z otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi (osad laminowany) stwierdzono, że osady wychylone z pozycji pierwotnej występują do głębokości 411 m.

#### Paleogen

Osady paleogenu są znane na omawianym terenie głównie z profilu badawczego otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi. Kry oligoceńskich ilów węglistych nawiercono także sondami mechanicznymi w rejonie Wygody (Gałązka, 2006a).

W profilu badawczego otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi granicę miocen–czwartorzęd wyznaczono na wysokości ok. 220 m n.p.m. Niżej zalegają silnie zaburzone i przełamujące się osady neogeńskie i paleogeńskie. Upad warstw w rdzeniu wiertniczym dochodzi do 80°, w osadach ilastych występują liczne lustra glacitektoniczne. Wchylenie warstw stwierdzono w rdzeniu do głębokości 411 m (ok. 102 m p.p.m.). Wyniki analiz palinologicznych potwierdziły istnienie co najmniej czterech łusek glacitektonicznych zbudowanych z kompleksu piaszczysto-mułkowo-ilastych osadów neogeńskich lub piaszczysto-ilastych eoceńskich i oligoceńskich. Całe kompleksy utworów budujących łuski glacitektoniczne prawdopodobnie pochodzą z obszaru położonego na północ od Ostródy, gdzie w podłożu osadów czwartorzędowych nie stwierdza się już prawie osadów neogeńskich i oligoceńskich (Gałązka, 2006a, b). Utwory paleogeńskie tworzą prawdopodobnie ciągłą pokrywę na całym omawianym obszarze, utwory eoceńskie odnotowano także w jego południowo-zachodniej części jako prawdopodobną kontynuację kompleksu z Samplawy (Gałązka, 2003a, b). Silnie zaburzone osady oligoceńskie i miocene występują głównie w licznych, miąższych łuskach glacitektonicznych i krach, m.in. w rejonie Grabowa, Domkowa, Bednarek, Ornowa, Klonowa oraz Wygody (Gałązka 2006a, b; Gałązka, Marks, 2001a, b). W zachodniej części omawianego obszaru osady *in situ* tego wieku zalegają prawdopodobnie znacznie poniżej 100 m p.p.m.

#### Środkowy i górny paleocen (zeland + ?tanet)

W najniższej części profilu otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi stwierdzono paleoceńskie piaski glaukonitowe i na podstawie wyników badań palinologicznych ich wiek określono na środkowy paleocen – piętro zeland (Słodkowska, 2006, 2010a, b). Na głębokości 468,10–485,00 m rozpoznano margliste piaski glaukonitowe formacji odrzańskiej z górnego paleocenu, a pod nimi (485,00–489,00 m) analogicznie wykształcone osady formacji puławskiej ze środkowego paleocenu. Osady zbliżonego wieku stwierdzono w Hławie i Samplawie (Gałązka, 2003a), jednak tam dominują facje węglanowe zakwalifikowane do dano-paleocenu. Ich strop występuje na głębokości ok. 468 m w Wysokiej Wsi (ok. 160 m p.p.m.), ok. 240 m w Samplawie (ok. 140 m p.p.m.) i ok. 230 m w rejonie Hławy (ok. 110–120 m p.p.m.). Na podstawie wyników badań materiału z otworów wiertniczych przebijających osady paleoceńskie w Hławie (Gałązka, 2003a) można określić minimalną miąższość osadów tego wieku na ok. 30 m, jednak przeważnie jest to co najmniej 70 m.

#### Dolny i górny eocen (ipr, priabon)

W profilu otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi stwierdzono eoceńskie ily, mułki i piaski kwarcowe z glaukonitem. Dolna seria, o miąższości ok. 9 m, zalegająca prawdopodobnie *in situ* i zaliczona przez Słodkowską (2006) do formacji szczecińskiej z dolnego eocenu (piętro ipr), występuje na głębokości ok. 455–464 m (ok. 146–155 m p.p.m.). Seria górna, o zdecydowanie większej miąższości, zaliczona przez Słodkowską (2006, 2010a, b) do formacji pomorskiej z górnego eocenu (piętro priabon), zalega na głębokości ok. 298–339 m (od ok. 11 m n.p.m. do 30 m p.p.m.). Osady tego wieku wydzielono również na arkuszach SMGP – Skarlin (Lichwa, Wełniak, 2005), Nowe Miasto Lubawskie (Wełniak, 2005), Kisielice (Uniejewska, 2000) i Hława (Gałązka, 2003a).

#### Dolny oligocen (rupel)

Piaski glaukonitowe oraz mułki ze żwirkami kwarcowymi drobnoziarniste, miejscami z domieszką średnioziarnistych, szare lub szarozielone, rzadziej ily, ily węgliste czarne, występują na omawianym obszarze wyłącznie w łuskach i krach lodowcowych. W rejonie Wysokiej Wsi, w kulminacji Góry Dylewskiej, stwierdzono je na głębokości 294,00–298,00 m (ok. 11–15 m n.p.m.) i 269,00–286,00 m (ok. 23–40 m n.p.m.). Słodkowska (2006, 2010b) zaliczyła je do lądowych facji formacji czempińskiej (dolny horyzont) oraz formacji mosińskiej górnej (wyższa warstwa). Miąższość tych osadów jest zmienna, najczęściej nie przekracza 20 m. Ich interpretacja stratygraficzna jest oparta na wynikach badań palinologicznych materiału z otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi oraz na ustaleniach przyjętych dla sąsiednich arkuszy SMGP (Kabulski, 1999; Uniejewska, 2000; Gałązka, 2003a, b).

Na omawianym obszarze nie rozpoznano pozostałych ogniw oligocenu.

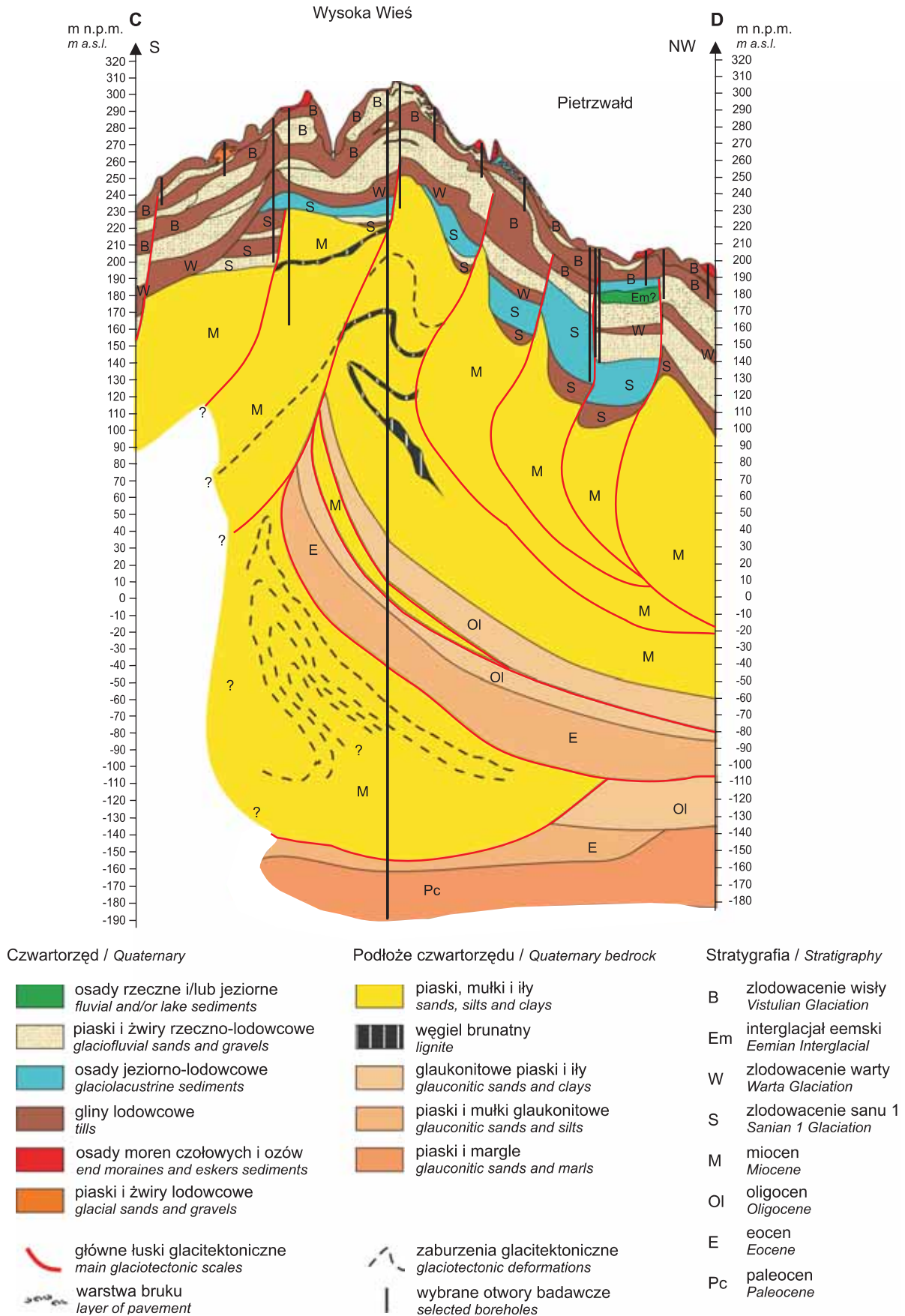


Fig. 8. Schemat deformacji glaciektonicznych Wzgórz Dylewskich. Lokalizacja – fig. 1

The glaciectonic deformation scheme of the Dylewskie Hills. For location see Fig. 1



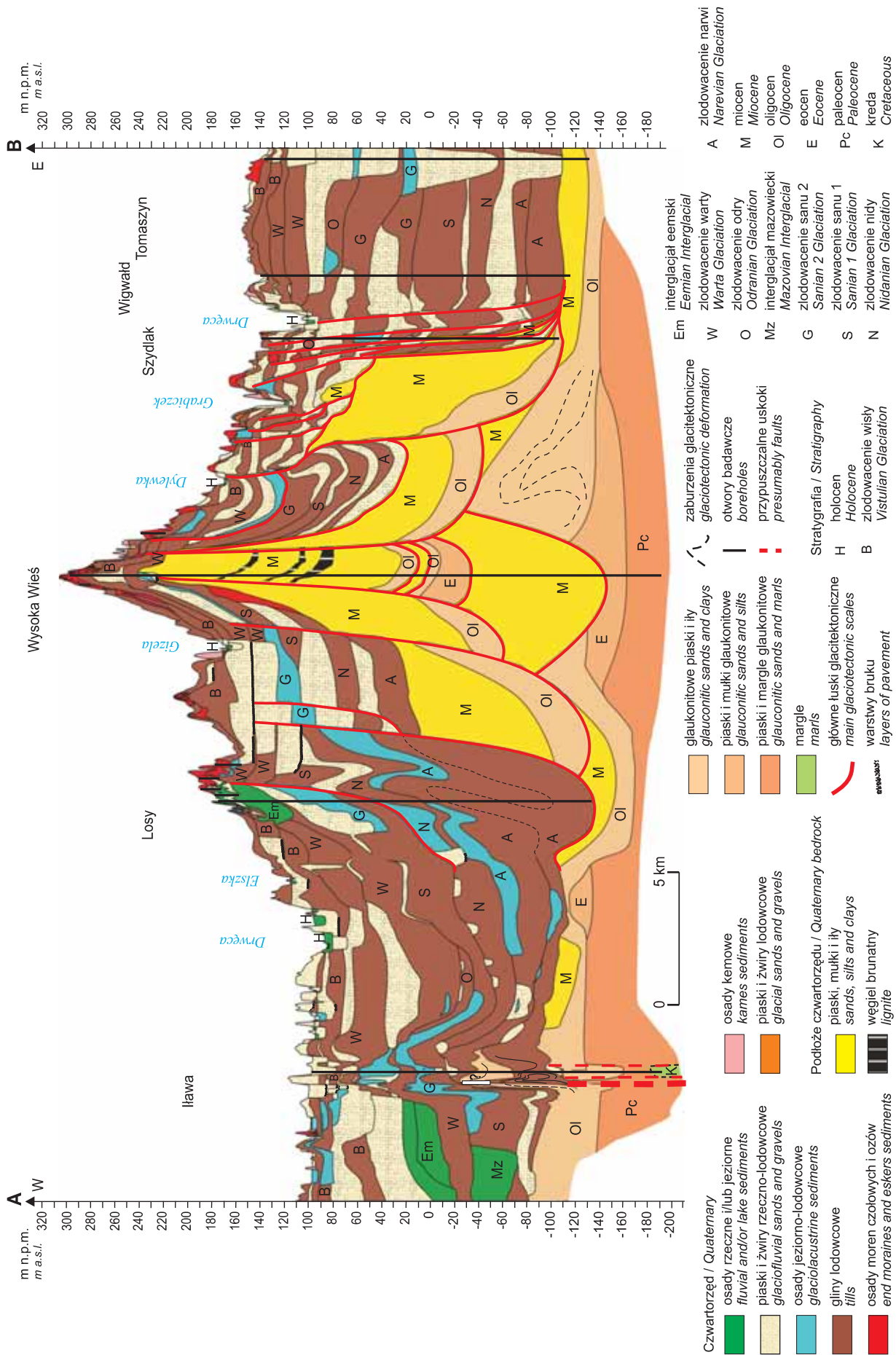


Fig. 9. Uproszczony przekrój geologiczny przez centralną część Garbu Lubawskiego. Lokalizacja – fig. 1

Simplified geological cross-section through the central part of the Lubawa Ridge. For location see Fig. 1



## Neogen

### Środkowy i górny miocen

Badania palinologiczne osadów miocenijskich (fig. 10) przeprowadzono na próbkach pobranych z badawczych otworów wiertniczych w Starym Lesie i Wysokiej Wsi oraz w kilku punktach dokumentacyjnych (Gałązka, 2006a, b). Stwierdzone w profilach wszystkich otworów archiwalnych osady miocenijskie występują najprawdopodobniej w łuskach glacitektonicznych, w położeniu odbiegającym od pierwotnego. Osady miocenijskie w postaci kier lodowcowych w osadach czwartorzędowych rozpoznano w profilach otworów studziennych i w punktach dokumentacyjnych w rejonie Grabowa, Ornowa, Bednarek, Wygody i Klonowa. Osady miocenijskie w krach występują od 100 m do nawet ok. 350 m wyżej niż w położeniu *in situ* stwierdzonym w Kałdunkach na sąsiednim obszarze (ark. Iława SMGP; Gałązka, 2003a, b). Profil otworu w Kałdunkach, jako jedyne przebijającego mięszsze osady czwartorzędowe w depresji lubawskiej, pozwala na rozpoznanie wykształcenia osadów miocenijskich zalegających w dnie depresji. W Wysokiej Wsi zróżnicowane litologicznie osady środkowego i górnego miocenu występujące w czwartej, najwyższej łusce glacitektonicznej osiągają prawie 200 m miąższości. Trzecia łuska ma miąższość zaledwie 8 m, podczas gdy najniższa – ponad 116 m. W najwyższym położeniu utwory miocenijskie znajdują się najprawdopodobniej w krze w osadach czwartorzędowych (Pilaciński, 1987); stwierdzono je na zachód od Bednarek (ok. 270 m n.p.m.). Jednak najwyżej występujące osady tego wieku bez przewarstwień czwartorzędowych rozpoznano w kulminacji Góry Dylewskiej w otworze studziennym (251 m n.p.m.). Najniżej, prawdopodobnie na wysokości poniżej 130 m p.p.m., osady miocenijskie występują w dnie depresji w rejonie Lubawy.

Iły piaszczyste, mułki piaszczysto-ilaste i piaski drobnoziarniste jasnoszare stwierdzono w profilu otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi na głębokości 80,90–269,50 m, 286,00–294,00 m i 339,00–455,00 m. Osady te mają, głównie w stropie, przewarstwienia ilów pstrych o miąższości do 4 m, zaliczonych także do środkowego miocenu. Tworzą one



**Fig. 10.** Silnie zaburzone osady miocenijskie w rdzeniu z badawczego otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi

The highly disturbed Miocene sediments in the core of the Wysoka Wieś borehole

dosyć dobrze ekranujący się w badaniach elektrooporowych poziom przewodni na całym obszarze objętym badaniami (Pilaciński, 1985, 1987; Jagodziński i in., 2003).

W całym bardzo zróżnicowanym litologicznie kompleksie osadów miocenijskich zdecydowanie przeważają mułki piaszczyste brązowoszare i ciemnoszare, które stwierdzono w profilach otworów wiertniczych w Starym Lesie (głęb. 110,30–115,70 m), w Kraplewie (głęb. 71,90–91,00 m) i w Wysokiej Wsi, otworów (numeracja według Gałązki, 2006a, b): 34 (głęb. 86,00–139,50 m), 35 (głęb. 80,90–274,00 m i 357,00–437,00 m), 36 (głęb. 55,00–73,00 m) i 37 (głęb. 61,00–128,00 m) oraz odwierconych sondą mechaniczną otworów 32 (Bednarki) i 70 (Wygoda).

## PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Po raz pierwszy udokumentowano i precyzyjnie opisano wielkoskalowe deformacje glacitektoniczne osadów paleogennych i neogennych w podłożu czwartorzędowym w rejonie Wzgórz Dylewskich.

Palinologia jako jedyna metoda biostratygraficzna zastosowana do badań osadów zarówno morskich, jak i lądowych dostarczyła unikatowych danych, pozwalających na precyzyjną lokalizację poszczególnych stref odkłuc w osadach.

Wyniki sondowań elektrooporowych dostarczyły danych do przedstawienia zarysu przestrzennego poszczególnych łusek i kier glacitektonicznych.

Zarówno skala deformacji, jak i jej zasięg są unikatowe w skali światowej. Wyniki badań przeprowadzonych w badawczym otworze wiertniczym w Wysokiej Wsi pozwoliły na pełniejsze poznanie budowy wewnętrznej strefy międzylobowej w rejonie Wzgórz Dylewskich.

W ponad 400-metrowej miąższości kompleksie utworów paleogennych i neogennych stwierdzono cztery pewne i dwie przypuszczalne powierzchnie nieciągłości, wzdłuż których zostały przemieszczone mięszsze masy skalne.

Dolny kompleks osadów paleogennych jest niezaburzony i znajduje się w pozycji pierwotnej. Górny kompleks

paleogeński jest wkomponowany w miąższe łuski glacitektoniczne. W osadach mioceńskich te same poziomy pyłkowe powtarzają się dwu- i trzykrotnie w profilu.

Wyniki datowań palinologicznych osadów paleogeńskich i neogeńskich występujących w tym rejonie w krach i łuskach glacitektonicznych jednoznacznie wskazują na

glacitektoniczną genezę Góry Dylewskiej i całych Wzgórz Dylewskich.

Brak osadów czwartorzędowych wkomponowanych w łuski glacitektoniczne w jądrze moreny spiętrzonej Wzgórz Dylewskich wskazuje na wczesnoplejstocenijski wiek inicjacji pierwszej serii deformacji w tym rejonie.

## LITERATURA

- BENTZ A., 1926 — Beiträge zur Geologie der Umgegend von Rosenberg. *Jb. preuss. geol. Landesanst.*, **46**: 206–209.
- BITNER K., 1956 — Nowe stanowiska trzech plejstocenijskich flor kopalnych. *Biul. Inst. Geol.*, **100**: 247–262.
- CHURSKI Z., 1961 — The Drwęca Valley near Nowe Miasto. *W: Guide book of excursion. From the Baltic to the Tatras. Part 1. North Poland. VI<sup>th</sup> INQUA Congress, Poland, August–September 1961 (red. R. Galon): 95–97. PWN, Łódź.*
- CIUK E., 1968 — Utwory trzeciorzędowe i czwartorzędowe w okolicy Orłowa na północ od Nidzicy (woj. olsztyńskie). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **208**: 67–93.
- CIUK E., 1972 — Sprawozdanie z badań utworów trzeciorzędowych i poszukiwań złóż węgla brunatnych w rejonie Kisielic, woj. olsztyńskie. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- CIUK E., 1982 — Sprawozdanie z badań geologiczno-poszukiwawczych złóż węgla brunatnego w okolicy Stękin, woj. olsztyńskie. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- ERDTMAN G., 1954 — An introduction to pollen analysis. *Chron. Bot. Comp., Waltham Mass., USA.*
- GALON R., 1931 — Morfologia doliny Drwęcy. *Bad. geogr. nad Polską półn.-zach.*, **6–7**.
- GALON R., 1937 — Geologia i morfologia Prus wschodnich. *W: Słownik geograficzny Państwa Polskiego. T. 1: 30–42. Warszawa.*
- GALON R., 1947 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:300 000, ark. Toruń. Wydanie A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GALON R., 1953 — Opis ziemi. *W: Warmia i Mazury (red. S. Zajchowska, M. Kiełczewska-Zaleska). T. 4. Cz. 1: 13–34., Inst. Zach., Poznań.*
- GALON R., 1957 — Zagadnienie ostatniego zlodowacenia w Polsce. *Kosmos*, **3**: 219–236.
- GALON R., 1967 — Czwartorzęd Polski Północnej. *W: Czwartorzęd Polski (red. R. Galon, J. Dylík): 106–166. PWN, Warszawa.*
- GALON R., 1968 — Przebieg deglacjacji na obszarze Peribaltikum. *W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **74**: 201–206.
- GALON R., 1981 — Wybrane zagadnienia stratygrafii i chronologii Vistulianu w Polsce. *Prz. Geol.*, **29**, 9: 445–452.
- GALON R., PACOWSKA J., 1953 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:300 000, ark. Toruń. Wydanie B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GALON R., ROSZKÓWNA L., 1961 — Extents of the Scandinavian glaciations and of their recession stages on the territory of Poland in the light of an analysis of the marginal forms of inland ice. *Prz. Geogr.*, **33**: 347–364.
- GALON R., ROSZKÓWNA L., 1967 — Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. *W: Czwartorzęd Polski (red. R. Galon, J. Dylík): 18–38. PWN, Warszawa.*
- GAŁĄZKA D., 2003a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Iława (210). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., 2003b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Iława (210). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., 2005 — Weichselian till petrography in the south-western Mazury Lakeland, Northern Poland. *W: The Sixth Baltic Stratigraphical Conference, 23–25.08.2005, St. Petersburg. Abstracts (red. T. Koren i in.): 27–30. BSA, VSEGEI, St. Petersburg Univ., St. Petersburg.*
- GAŁĄZKA D., 2006a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Lubawa (211). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., 2006b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Lubawa (211). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., 2009a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Rybno (249). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., 2009b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Rybno (249). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., 2010 — Dokumentacja geologiczna otworu badawczego Szyldak PIG 1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., MARKS L., 1997a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Dąbrówno. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., MARKS L., 1997b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Dąbrówno. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., MARKS L., 2001a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Gierzwałd. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., MARKS L., 2001b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Gierzwałd. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., SŁODKOWSKA B., 2006 — Budowa geologiczna moreny międzylobowej wzgórz Dylewskich. *W: Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża. Materiały XIII Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski, Marzów, 4–8 września 2006: 168–170. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- GAŁĄZKA D., RYCHEL J., KRYSIAK Z., 2009 — Struktury glacitektoniczne a dynamika lodolodu zlodowacenia Wisły na zachodnim skłonie Garbu Lubawskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **194**: 27–34.
- GAWOR-BIEDOWA E., 1973 — Stratygrafia paleocenu z otworu Iława na podstawie badań mikropaleontologicznych. *Kwart. Geol.*, **17**, 1: 124–130.

- GAWOR-BIEDOWA E., 1974 — Opracowanie mikropaleontologiczne próbek z wiercenia Nowy Dwór i Prabuty. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- GAWOR-BIEDOWA E., 1976 — Opracowanie mikropaleontologiczne próbek z wiercenia Nowiny, Prabuty, Zieleń, Urnowo. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- GAWOR-BIEDOWA E., 2001 — Badania mikropaleontologiczne osadów podłoża czwartorzędu z otw. Nowy Dwór-1 i Krzemieniewo-3. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- GIEL M.D., 1971 — Wstępne informacje o mikrofaunie warstw poznańskich rejonu Olsztyna. *Prz. Geol.*, **19**, 6: 304–305.
- GIEL M.D., 1972 — Charakterystyka mikrofauny paleoceńskiej z rejonu olsztyńskiego. *Kwart. Geol.*, **16**, 4: 1032–1033.
- GIEL M.D., 1975 — Występowanie otwornic ciepłolubnych w paleoceńskich osadach rejonu Kisielic. *Prz. Geol.*, **23**, 12: 603–610.
- GIEL M.D., 1991 — Wyniki badań mikropaleontologicznych próbek z wierceń Obrzynowo OBR-I i Grabowiec GRA-I. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- GIEL M.D., PIWOCKI M., 1996 — Opracowanie stratygrafii utworów trzeciorzędowych i stropu kredy w rejonie Elbląga, Grudziądz i Ostródy. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- GRABOWSKA I., 1971 — Palinologiczno-stratygraficzne opracowanie osadów węglowych z rejonu olsztyńskiego. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- GRABOWSKA I., 1974 — Stratygrafia osadów paleogeńskich na Niziu Polskim w świetle badań mikroflorystycznych. *Biul. Instyt. Geol.*, **281**: 67–90.
- GRABOWSKA I., 1983 — Palinoflora i plankton paleogeński z NW Polski. *Prz. Geol.*, **31**, 7: 420–425.
- HALICKI B., 1951 — Pozycja stratygraficzna osadów eemskich nad dolną Wisłą. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **20**: 313–318.
- JAGODZIŃSKI A., KALITIUK R., JAGODZIŃSKA B., 2001 — Dokumentacja badań geoelektrycznych, temat: SMGP w skali 1:50 000, ark. Gierzwałd (212). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- JAGODZIŃSKI A., KALITIUK R., JAGODZIŃSKA B., 2002 — Dokumentacja badań geoelektrycznych, temat: SMGP w skali 1:50 000, ark. Iława (210). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- JAGODZIŃSKI A., KALITIUK R., JAGODZIŃSKA B., 2003 — Dokumentacja badań geoelektrycznych, temat: SMGP w skali 1:50 000, ark. Lubawa (211). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- JAGODZIŃSKI A., KALITIUK R., JAGODZIŃSKA B., 2006 — Dokumentacja badań geoelektrycznych, temat: SMGP w skali 1:50 000, ark. Rybno (249). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- KABULSKI P., 1999 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Susz. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- KIELCZEWSKA-ZALEWSKA M., 1953 — Geografia. *W: Warmia i Mazury* (red. S. Zajchowska, M. Kielczewska-Zaleska). T. 4. Cz. 2: 120–150. *Inst. Zach.*, Poznań.
- KÖTHE A., PIESKER B., 2007 — Stratigraphic distribution of Paleogene and Miocene dinocysts in Germany. *Rev. Paleob.*, **26**: 1–39.
- KRAUSE E., 1925 — *Geologischer Führer durch Ostpreussen*. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- KRUPIŃSKI K., MARKS L., 1985a — Opracowanie sytuacji geologicznej osadów jeziornych stanowiska Losy, etap I: wstępna charakterystyka osadów jeziornych stanowiska Losy oraz roślinności w profilu Losy 1. *Spraw. Bad. Nauk. Kom. Bad. Czwart. PAN*, **6**: 115–122.
- KRUPIŃSKI K., MARKS L., 1985b — Stanowisko interglacjalne w Losach koło Lubawy na Pojezierzu Mazurskim (komunikat wstępny). *Kwart. Geol.*, **29**, 1: 67–79.
- KRUPIŃSKI K., MARKS L., 1986 — Interglacial sediments at Losy, Mazury Lakeland. *Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci.*, **34**: 375–386.
- KRUPIŃSKI K., MARKS L., 1987 — Opracowanie sytuacji geologicznej osadów jeziornych stanowiska Losy, etap I: szczegółowa charakterystyka osadów stanowiska Losy oraz pobranie prób do badań palinologicznych. *Spraw. Bad. Nauk. Kom. Bad. Czwart. PAN*, **7**: 53–63.
- KRUPIŃSKI K., MARKS L., 1989 — Ustalenie wieku i rozprzestrzenienia osadów plejstocentrycznych w rejonie stanowiska jeziornych osadów interglacjalnych w Losach koło Lubawy. *Spraw. Bad. Nauk. Kom. Bad. Czwart. PAN*, **8**: 28–34.
- KRUPIŃSKI K., MARKS L., 1991 — Odsonięcie jeziornych osadów interglacjalnych w Losach koło Lubawy. *W: Sympozjum „Ochrona i funkcje zabytków przyrody nieożywionej jako elementów środowiska naturalnego Polski”*. Kraków: 31–33.
- LICHWA M., WEŁNIAK A., 2005 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Skarlin. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- LINDNER L., 1991 — Główne jednostki podziału plejstocenu Polski. *Ser. Geogr. UAM*, **50**: 519–530.
- LINDNER L., MARKS L., 1995a — Correlation of glacial episodes of the Wisła (Vistulian) Glaciation in the Polish Lowland and mountain regions, and in Scandinavia. *Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci.*, **43**: 5–15.
- LINDNER L., MARKS L., 1995b — Zarys paleogeomorfologii obszaru Polski podczas zlodowaceń skandynawskich. *Prz. Geol.*, **43**, 7: 591–594.
- ŁYCZEWSKA J., 1958 — Stratygrafia paleogenu i neogenu Polski północnej. *Kwart. Geol.*, **2**, 1: 127–160.
- MAKOWSKA A., 1976a — Stratigraphy of tills exposed along the valley of the Lower Vistula area. *W: Till – its genesis and diagenesis. Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **12**: 239–242.
- MAKOWSKA A., 1976b — Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Iława. Wydanie A. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1978 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Iława. Wydanie B. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1980 — *Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000*, ark. Iława. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- MAŃKOWSKA A., SŁOWAŃSKI J., 1978 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000. A – mapa utworów powierzchniowych, ark. Olsztyn. *Inst. Geol.*, Warszawa.
- MAŃKOWSKA A., SŁOWAŃSKI J., 1980 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Olsztyn, *Wyd. B. Inst. Geol.*, Warszawa.
- MARKS L., 1979 — Foreland influence on ice sheet movement during the Vistulian (Würm) Glaciation the case of the Lubawa Elevation (Mazury Lakeland). *Bull. Acad. Pol. Sci., Sci. Terre*, **26**: 203–213.
- MARKS L., 1980 — Podłoże i stratygrafia osadów czwartorzędowych w SW części Pojezierza Mazurskiego. *Kwart. Geol.*, **24**, 2: 361–374.
- MARKS L., 1984 — Zasięg lądolodu zlodowacenia bałtyckiego w rejonie Dąbrówna i Uzdowa (zachodnia część Pojezierza Mazurskiego). *Biul. Geol. Univ. Warsz.*, **28**: 133–176.
- MARKS L., 1988 — Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (northern Poland). *Kwart. AGH Geologia*, **14**: 1–76.
- MARKS L., 1989 — Konferencja terenowa „Sytuacja geologiczna i flora interglacjalna stanowiska Losy na Pojezierzu Mazurskim”. *Spraw. Bad. Nauk. Kom. Bad. Czwart. PAN*, **8**: 97–98.



- MARKS L., 1990 — Middle and late Pleistocene glacial episodes in western Mazury and Warmia, northern Poland. *LUNDQUA Rep.*, **32**: 23.
- MARKS L., 1991 — Zasięgi lodolodów zlodowacenia Wisły w środkowej i wschodniej Polsce. *Geografia UAM*, **50**: 531–538.
- MARKS L., KRUPIŃSKI K., CIEŚLA A., 1987 — Opracowanie sytuacji geologicznej osadów jeziornych stanowiska Losy, etap III: opracowanie stratygrafii osadów stanowiska Losy w oparciu o badania palinologiczne i geologiczne. *Spraw. Bad. Nauk. Kom. Bad. Czwart. PAN*, **7**: 64–74.
- MARZEC M., 1973 — O nowym stanowisku paleocenu w Iławie, woj. olsztyńskie. *Kwart. Geol.* **17**, 1: 118–121.
- NECHAY W., 1927 — Utwory lodowcowe Ziemi Dobrzyńskiej. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **4**: 61–144.
- NIEWIAROWSKI W., 1968 — Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy. *Stud. Soc. Sci. Torunensis, Sect. C, Geogr. Geol.*, **6**: 1–132.
- PACHUCKI C., 1961 — Moreny czołowe ostatniego zlodowacenia na obszarze Peribalticum. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **31**: 303–315.
- PASIERBSKI M., 1984 — Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacjacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce. UMK, Toruń.
- PILACIŃSKI T., 1985 — Dokumentacja badań elektrooporowych – Lubawa. Arch. BIPROMEL, Warszawa.
- PILACIŃSKI T., 1987 — Dokumentacja badań elektrooporowych – Ostróda – część południowa. Arch. BIPROMEL, Warszawa.
- PIWOCKI M., 1970 — Sprawozdanie z poszukiwań złóż węgla brunatnych wykonanych w rejonie Ostróda-Północ, woj. olsztyńskie, 1968 r. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- PIWOCKI M., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916.
- POWELL A.J., 1992 — Dinoflagellate cysts of the Tertiary System. *W: A stratigraphic index of Dinoflagellate cysts* (red. A.J. Powell): 155–251. Chapman & Hall, London, New York.
- POŻARYSKA K., 1977 — Upper Eocene foraminifera of East Poland and their palaeogeographical meaning. *Acta Palaeont. Pol.*, **22**: 3–54.
- POŻARYSKI W., 1974 — Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *W: Budowa geologiczna Polski. T. 4. Tektonika. Cz. 1. Niż Polski* (red. W. Pożaryski): 24–34. Wyd. Geol., Warszawa.
- RINTERKNECHT V.R., MARKS L., PIOTROWSKI J.A., RAISBECK G.M., YIOU F., BROOK E.J., CLARK P.U., 2005 — Cosmogenic <sup>10</sup>Be ages on the Pomerania Moraine, Poland. *Boreas*, **34**: 186–191.
- ROSZKO L., 1955 — Moreny czołowe zachodniego Pojezierza Mazurskiego. *Stud. Soc. Sci. Torunensis, Sect. C, Geogr. Geol.*, **2**: 1–111.
- ROSZKO L., 1956 — Zagadnienia zasięgu stadium pomorskiego nad dolną Wisłą. *Stud. Soc. Sci. Torunensis, Sect. C, Geogr. Geol.*, **3**: 1–22.
- ROSZKO L., 1961 — Outwash at Przezmark, Eemian fauna in secondary bed. *W: Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras* (red. R. Galon), VI congr. INQUA, Poland. Vol. 1: 93–94. PWN, Łódź.
- ROSZKO L., 1968 — Recesja ostatniego lodolodu z terenu Polski. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **74**: 65–96.
- SŁODKOWSKA B., 1993 — Wyniki badań sporowo-pyłkowych i fitoplanktonowych osadów trzeciorzędowych z profilu Gąglawki (ark. Olsztyn, 1:50 000). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 1994 — Wyniki analiz palinologicznych próbek osadów z profili Wały i Nowy Las (ark. Muszaki, 1:50 000). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 1998 — Wyniki analiz palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z profilu Bobrowniki 1 (ark. Bolimów, 1:50 000). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2001a — Wyniki badań palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z kopalni glinek keramzytowych w Mszczonowie. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2001b — Wyniki badań palinologicznych z profilu Osieczek K-1, ark. SMGP Książki (284). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2002a — Palinostratygrafia utworów formacji poznańskiej w środkowej części Niżu Polskiego. *Prz. Geol.*, **50**, 3: 261.
- SŁODKOWSKA B., 2002b — Wyniki badań palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z ark. SMGP Boguchwały (136), profile: Pojezierze K-1, Brzeźno K-2 i Konradowo K-3. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2002c — Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych z ark. SMGP Iława (210), profile: Szczepkowo-1, Smolniki-2 i Małyki-3. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2004 — Palinostratygrafia osadów paleogenu w profilu otworu Yantarny P-1 i w kopalni „Primorskoye” – bruzda 224. *W: Korelacja utworów trzeciorzędowych północnej Polski i Okręgu Kaliningradzkiego (Rosja) ze szczególnym uwzględnieniem osadów bursztynonośnych* (red. Kramarska i in.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2005a — Profil osadów trzeciorzędu Polski północno-wschodniej w świetle najnowszych badań i w aspekcie praktycznego wykorzystania. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2005b — Wyniki badań palinologicznych próbek osadów z profili Wygoda (WH 183) i Kaczeniec (WH 197), ark. SMGP Lubawa (211). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2006 — Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych z ark. Lubawa (211). *W: Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, dla arkusza Lubawa SMGP* (red. J. Przasnyska). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2007 — Badania palinologiczne. *W: Rozpoznanie struktury wewnętrznej liniowej strefy pogranicza plejstocen-skich prowincji paleogeograficznych warmińskiej i mazurskiej* (red. W. Morawski). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2008a — Osady najwyższego neogenu w Łęczycach koło Lęborka w zapisie palinologicznym. *W: Osady z pogranicza czwartorzędu i neogenu, paleogenu źródłem informacji o wpływie podłoża na litologię osadów na Niżu Polskim* (red. K. Kenig): 28. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2008b — Palynostratigraphy of Paleogene deposits from the Yantarny P-1 profile (Sambian Peninsula, Russia). *W: Abstract volume: 12<sup>th</sup> International Palynological Congress and 8<sup>th</sup> International Organisation of Palaeobotany Conference* (Bonn, August 30–September 5, 2008). *Terra Nostra – Schr. GeoUnion Alfred-Wegener Stift.*, **2008/2**: 259–260.
- SŁODKOWSKA B., 2009 — Palynology of the Palaeogene and Neogene from the Warmia and Mazury areas (NE Poland). *Geologos*, **15**: 219–234.
- SŁODKOWSKA B., 2010a — Palynostratigraphic record of Paleogene deposits from Sambian Peninsula (Yantarny P-1 profile and Primorskoye Quarry). *W: Amber Mining and Processing in Sambia. Theses of the reports from the International Scientific Symposium* (Kaliningrad, May 12<sup>th</sup>–14<sup>th</sup>, 2010): 64–66. Russian State I. Kant University Press, Kaliningrad.

- SŁODKOWSKA B., 2010b — Palynological record of Paleogene and Neogene as a tool for solving the problem of the glacytectonic origin of Dylewska Mountain (NE Poland). *W: Program and Abstracts. 8<sup>th</sup> European Palaeobotany – Palynology Conference 2010. 6–10 July 2010 Budapest, Hungary: 227.* Hungarian Natural History Museum, Hungary.
- SONNTAG P., 1919 — *Geologie von Westpreußen.* Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- STUHLIK L., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., KOHLMAN-ADAMSKA A., GRABOWSKA I., SŁODKOWSKA B., WAŻYŃSKA H., SADOWSKA A., 2009 — Atlas of pollen and spores of the Polish Neogene. Vol. 3. Angiosperms (1): 3–233. *W. Szafer Inst. Bot., Pol. Acad. Sci., Kraków.*
- STUHLIK L., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., KOHLMAN-ADAMSKA A., GRABOWSKA I., SŁODKOWSKA B., WOROBIEC E., DURSKA E., 2014 — Atlas of pollen and spores of the Polish Neogene. Vol. 4. Angiosperms (2): 1–466. *W. Szafer Inst. Bot., Pol. Acad. Sci., Kraków.*
- STUHLIK L., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., KOHLMAN-ADAMSKA A., GRABOWSKA I., WAŻYŃSKA H., SADOWSKA A., 2002 — Atlas of pollen and spores of the Polish Neogene. Vol. 2. Gymnosperms: 3–237. *W. Szafer Inst. Bot., Pol. Acad. Sci., Kraków.*
- STUHLIK L., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., KOHLMAN-ADAMSKA A., GRABOWSKA I., WAŻYŃSKA H., SŁODKOWSKA B., SADOWSKA A., 2001 — Atlas of pollen and spores of the Polish Neogene. Vol. 1. Spores: 5–158. *W. Szafer Inst. Bot., Pol. Acad. Sci., Kraków.*
- TORNQUIST A.J.H., 1910 — *Geologie von Ostpreussen.* Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- TYLMANN K., WYSOTA W., 2011 — Geneza i transformacja rzeźby morenowej w północno-zachodniej części Garbu Lubawskiego (Polska północna). *Prz. Geol.*, **59**, 11: 739–750.
- UBERNA T., 1974a — Osady pogranicza kredy i trzeciorzędu w wybranych otworach wiertniczych z rejonu Warszawy, Iławy, Kwidzynia i Malborka. *Kwart. Geol.*, **18**, 4: 879–880.
- UBERNA T., 1974b — Sytuacja utworów paleogeńskich w północnej części Nizy Polskiego na tle ukształtowania powierzchni podłoża utworów kenozoicznych. *Biul. Inst. Geol.*, **281**: 93–105.
- UNIEJEWSKA M., 2000 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Kisielice. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- WAHNSCHAFFE F., SCHUCHT F., 1921 — *Geologie und Oberflächengestaltung der Norddeutschen Flachlandes.* J. Engelhorn nachf., Stuttgart.
- WELNIAK A., 2005 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Nowe Miasto Lubawskie. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- WIŚNIEWSKI E., 1971 — Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz doliny górnej Drwęcy. *Inst. Geol. PAN, Pr. Geogr.*, **83**: 1–86.
- WOLDSTEDT P., 1921 — Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland. *Jb. preuss. geol. Landesanst.*, **42**: 1–49.
- WOLDSTEDT P., 1950 — Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. K.F. Koehler, Stuttgart.
- WOLDSTEDT P., 1954 — Das Eiszeitalter. Bd. 1. Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters. Enke, Stuttgart.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1998 — Climatic phases and spore-pollen zones. *W: Palynology and palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands* (red. H. Ważyńska). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **160**: 12–16.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., GRABOWSKA I., KOHLMAN-ADAMSKA A., SKAWIŃSKA K., STUHLIK L., SŁODKOWSKA B., WAŻYŃSKA H., SADOWSKA A., 1994a — Taxonomical revision of selected pollen and spores taxa from Neogene deposits. *Acta Palaeobot. Suppl.*, **1/1994**: 5–30.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., GRABOWSKA I., KOHLMAN-ADAMSKA A., SKAWIŃSKA K., STUHLIK L., SŁODKOWSKA B., WAŻYŃSKA H., SADOWSKA A., 1994b — Checklist of selected genera and species of spores and pollen grains ordered in morphological system. *Acta Palaeobot. Suppl.*, **1/1994**: 31–56.

## SUMMARY

The study area is located in the western part of the Mazury Lake District in the upper Drwęca basin between Olsztynek, Iława, Ostróda and Lidzbark Welski. The dominant orographic element here is the Dylewskie Hills – one of the three (second in term of altitude – 312.1 m) morphological culminations in the northern part of the Polish Lowlands.

Stratigraphy of the Cenozoic deposits is based on the results of detailed lithological-petrographic, palynological and micropaleontological analyses of the drill core material from many exploratory boreholes. The Wysoka Wieś borehole is the most important one (Gałązka, 2006a).

The Wysoka Wieś borehole (489 m deep) evidences in its bottom part the highly disturbed Eocene, Oligocene and Miocene sediments. Approximately the 400-metres thick core of the Paleogene and Neogene deposits was examined to identify the individual sedimentological complexes, using palynological and geoelectrical methods. In this region, the sub-Quaternary basement reveals widespread depressions and accompanying elevations, composed mainly of the

Paleogene and Neogene deposits. The Cenozoic sediments occurring on elevations are glacytectonically deformed. The spatial pattern of the many disengagement zones was interpreted based mainly on the results of archival geoelectrical resistivity profiles documenting the numerous Oligocene and Miocene rock enclaves within the Quaternary sediments (Fig. 5).

The palynological studies carried out in the Wysoka Wieś borehole were to both provide palynostratigraphic data and to determine whether such a thick Cenozoic complex is *in situ* in this borehole or it has been glacytectonically disturbed. For this purpose, 47 samples for palynological studies were taken from the over-400-metres thick Paleogene and Neogene succession. Thirteen palynomorph assemblages were distinguished on the basis of 200 palynomorph taxa (140 sporomorph and 60 phytoplankton taxa, Table 2, Plates I, II). Six assemblages were attributed to the Paleogene, and seven to the Neogene. Some assemblages occurred twice or three times in the section.



The oldest palynomorph assemblage was found in the bottom part of the borehole (depth 487.50 m) in glauconitic sand. The phytoplankton corresponds to the D3–D4 dinocyst zones from the Middle Paleocene (Zelandian stage) and belongs to the upper part of the Puławy Formation.

Above a depth of 476.00 m, the sporomorphs in the black clay indicate a freshwater environment. Many angiosperm pollen of the extinct Cretaceous–Paleogene Normapolles group and pollen of the older Paleogene plants have been identified. This sporomorphs assemblage probably belongs to the upper part of the Paleocene – Thanetian stage (Odra Formation). The overlying grey-greenish clays (depth 457.50–463.75 m) contain the Lower Eocene palynomorph assemblage (mainly phytoplankton) dated as the upper part of the Ypresian stage, which corresponded to dinocyst zone D8 (Szczecin Formation). These Lower Eocene deposits end the first part of the Paleogene section. It is concluded that the Paleocene and Lower Eocene deposits are the only *in situ* sediments. The Lower Eocene deposits are overlain by the Neogene.

Carbonaceous silts from a depth of 444.10–445.50 m and the laminated sandy clay from a depth of 235.4 m contain a similar sporomorph assemblage with a high content of coniferous plants and the presence of thermophilous plants. Green algae of the genus *Botryococcus* predominate in this assemblage. This palynomorph assemblage is associated with a freshwater accumulation environment, and is dated at the lowest Middle Miocene, below the level of mass accumulation of the second Lusatian lignite seam (Ścinawa Formation). Other Miocene assemblages appear in carbonaceous silts and lignite at depths of 433.80–437.20 and 196.80–199.30 m. They are characterised by high content of shrubs and spore plants including *Sphagnum* (peat). This vegetation type is typical for plant communities associated with lignite accumulation. The plants assemblage composition indicates the V *Quercoidites henrici* spore-pollen zone associated with the second Lusatian lignite seam (Ścinawa Formation).

The next palynomorph assemblage occurs in the Miocene lignite layer at a depth of 412.75–418.90 m. Among the most significant components are pollen grains of wet habitat plants, vegetating in the marsh, riparian and mixed forest. This assemblage of the VI *Tricolporopollenites megaexactus* spore-pollen zone is associated with the Lubin lignite seam IIA from the Middle Miocene Adamów Formation. Another assemblage was noticed in two thick silt complexes: carbonaceous clays and lignite from a depth of 364.60–404.00 m and sands, carbonaceous clays and lignite from a depth of 153.50–176.75 m. This assemblage is dominated by plants with moderate thermal requirements, growing in swamp, mixed forest and shrub. Similar spectra are found in the VIII *Celtipollenites verus* spore-pollen zone, characteristic for first Middle Polish lignite seam related to the lowermost Middle Miocene Poznań Formation. The next sporomorph assemblages are repeated three times in the section: in fine sand at a depth of 357.00 m, in laminated silt at a depth of 287.40 m, and in silts, carbonaceous sands and lignite at

a depth of 101.90–131.00 m. Plants of moist habitats, especially swamp, riparian, and mixed forest, are of the greatest significance there. This assemblage contains a small proportion of Paleogene phytoplankton, represented by forms redeposited from the IX *Tricolporopollenites pseudocingulum* spore-pollen zone. It is associated with the Oczkowie lignite seam IA from the lower part of the Poznań Formation. The last assemblage described in the Lower Miocene deposits originates from the carbonaceous clay at a depth of 339.80 m. Due to a very high proportion of *Alnipollenites verus* (almost 70%), this assemblage is dated as the Upper Miocene and compared with the XI *Betulaepollenites-Cyperaceaepollis* zone in the upper part of the Poznań Formation.

In the upper part of Wysoka Wieś section the Paleogene sediments were encountered again, but they are stratigraphically younger than in those in the lower part of the section. Glauconitic sands from a depth of 298.45–301.20 m contain a rich palynomorph assemblage. After the phytoplankton and sporomorph content, it can be compared to the Upper Eocene (Priabonian stage) dinocyst zone D12 from the Pomorze Formation. The last Paleogene palynomorph assemblage was reported in two depth intervals: in silts from 294.30–297.10 m and in black clays from 274.80 m. It contains numerous *Fususpollenites fusus* and *Cupuliferoipollenites pusillus*, and characteristic species *Cupanieidites eucalyptoides* and *Boehlensipollis hohli*. In the lower part of the section marine phytoplankton occurred rarely and the sedimentation took place in a freshwater basin (Czempin Formation). In the upper part there is rare, non-indicative phytoplankton, evidencing a little influence of high storm waves causing a marine ingression (brackish facies – Upper Mosina Formation). Both these assemblages represent the Lower Oligocene (Rupelian stage).

The unusual character of the Wysoka Wieś borehole is expressed by a repetitive succession of the same age formations, documented by palynological studies. The complicated geological structure indicates several disengagement zones, and displacement of rock packages (Table 6). Such mosaic character resulted from glaciotectionic processes (Fig. 8).

In the Wysoka Wieś borehole the Miocene–Quaternary boundary has been set at an elevation of 220 m a.s.l. In its deeper part, highly disturbed Neogene to Palaeogene deposits have been described. Stratal dips observed in the drill core are up to 80°, and numerous glaciotectionic mirrors are found in clay sediments. Tilting of the beds is observed to a depth of 411 m. Palynological analysis confirms the existence of at least four massive glaciotectionic complexes composed of Neogene sandy silt to clay sediments, and Eocene and Oligocene silty clays. These deposits build the glaciotectionic slices and were transported probably from the area located just north of Ostróda where Neogene–Oligocene sediments are absent. In the western part of the investigated area, such *in situ* deposits occur above a depth of 100 m b.s.l.

The Miocene sediments, forming glacial rafts within the Quaternary series, were identified in boreholes and documentation sites. In the Wysoka Wieś borehole, the Upper

and the Middle Miocene sediments of variable lithology, occurring in the fourth highest glaciotectionic slice, are 200 m thick. The equivalent series in the third slice is only 8 m thick, while in the lowest one – over 116 m thick. Sandy clays, sandy-clayey silts and fine sands occur at depths of 80.90–269.50 m, 286.00–294.00 m and 339.00–455.00 m. The Middle Miocene deposits contain flamy clay intercala-

tions, up to 4.0 m thick, mainly at the top of this section. These horizons are distinctly detectable in the geoelectrical resistivity sections/ profiles also (Pilaciński, 1985, 1987; Jagodziński *et al.*, 2003). Lack of Quaternary deposits in the internal moraine structure indicates the Early Pleistocene age of the deformations.

## TABLICA I

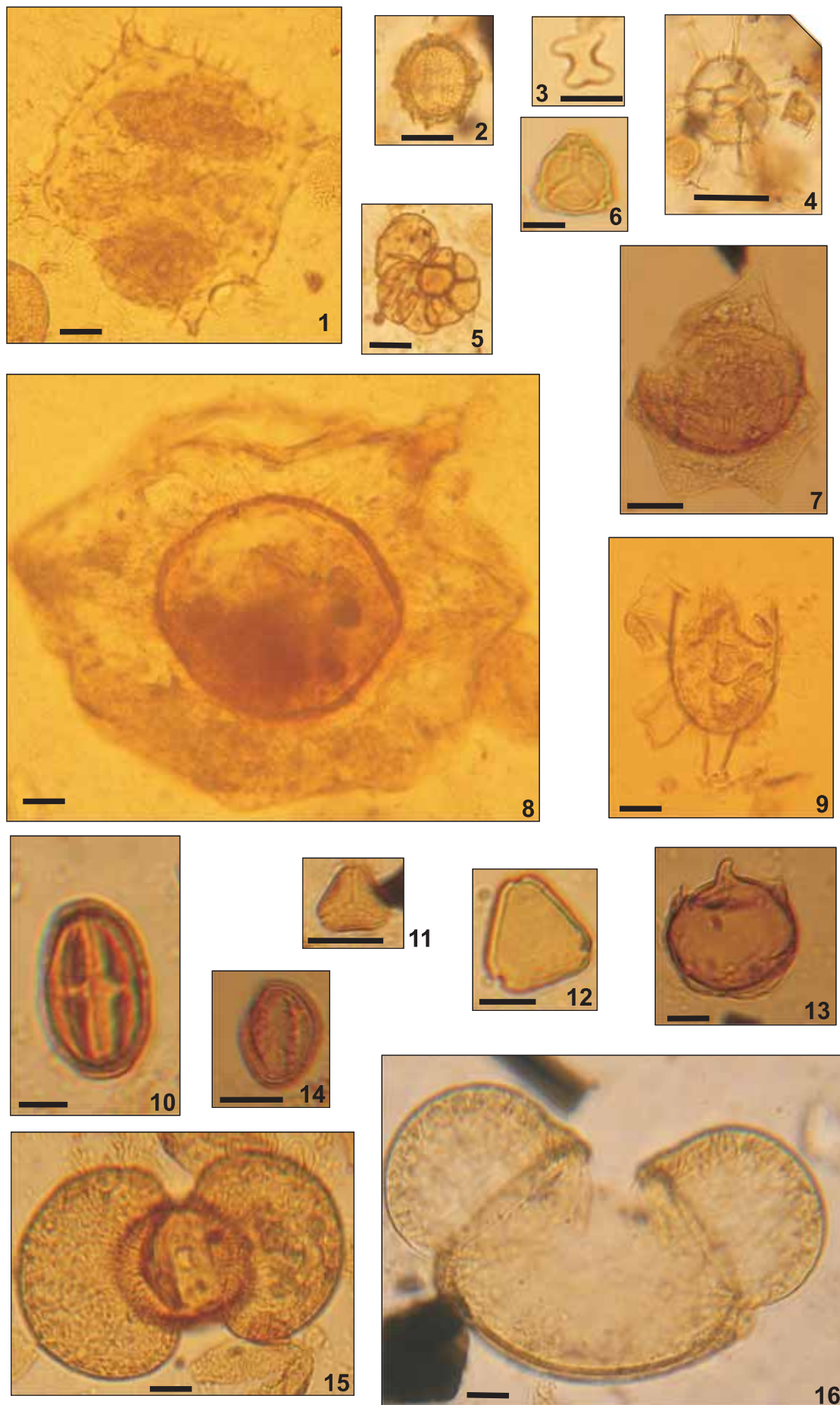
### Fitoplankton i sporomorfy oznaczone w próbkach osadów paleogenu z rdzenia z badawczego otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi

Phytoplankton and sporomorphs identified in samples of the Paleogene deposits from core from the Wysoka Wieś borehole

- Fig. 1. *Wetzeliella symmetrica* Weiler
- Fig. 2. *Fibradinium annetorpense* Morgenroth
- Fig. 3. *Paucilobimorpha incurvata* (Cookson et Eisenack) Prössl
- Fig. 4. *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg) Mantell
- Fig. 5. Organiczna wyściółka otwornicy
- Fig. 6. *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus* (Krutzschn) Krutzschn
- Fig. 7. *Deflandrea phosphoritica* Eisenack
- Fig. 8. *Thallasiphora pelagica* (Eisenack) Eisenack et Gocht
- Fig. 9. *Hystrichokolpoma rigaudiae* Deflandre et Cookson
- Fig. 10. *Fususpollenites fusus* (Potonié) Kedves
- Fig. 11. *Cupanieidites eucalyptoides* Krutzschn
- Fig. 12. *Momipites quietus* (Potonié) Nichols
- Fig. 13. *Sequoiapollenites rugulus* Krutzschn
- Fig. 14. *Platanipollis ipelensis* (Pacltová) Grabowska
- Fig. 15. *Podocarpidites megeiaformis* (Zaklinskaya) Krutzschn
- Fig. 16. *Pinuspollenites labdacus* (Potonié) Raatz

Skala liniowa = 10  $\mu\text{m}$

Scale bar = 10  $\mu\text{m}$



Barbara Słodkowska, Dariusz Gałazka — Osady paleogenu i neogenu w wielkoskalowych strukturach glacitektonicznych Wzgórz Dylewskich

## TABLICA II

### Sporomorfy oznaczone w próbkach osadów neogenu z rdzenia z badawczego otworu wiertniczego w Wysokiej Wsi

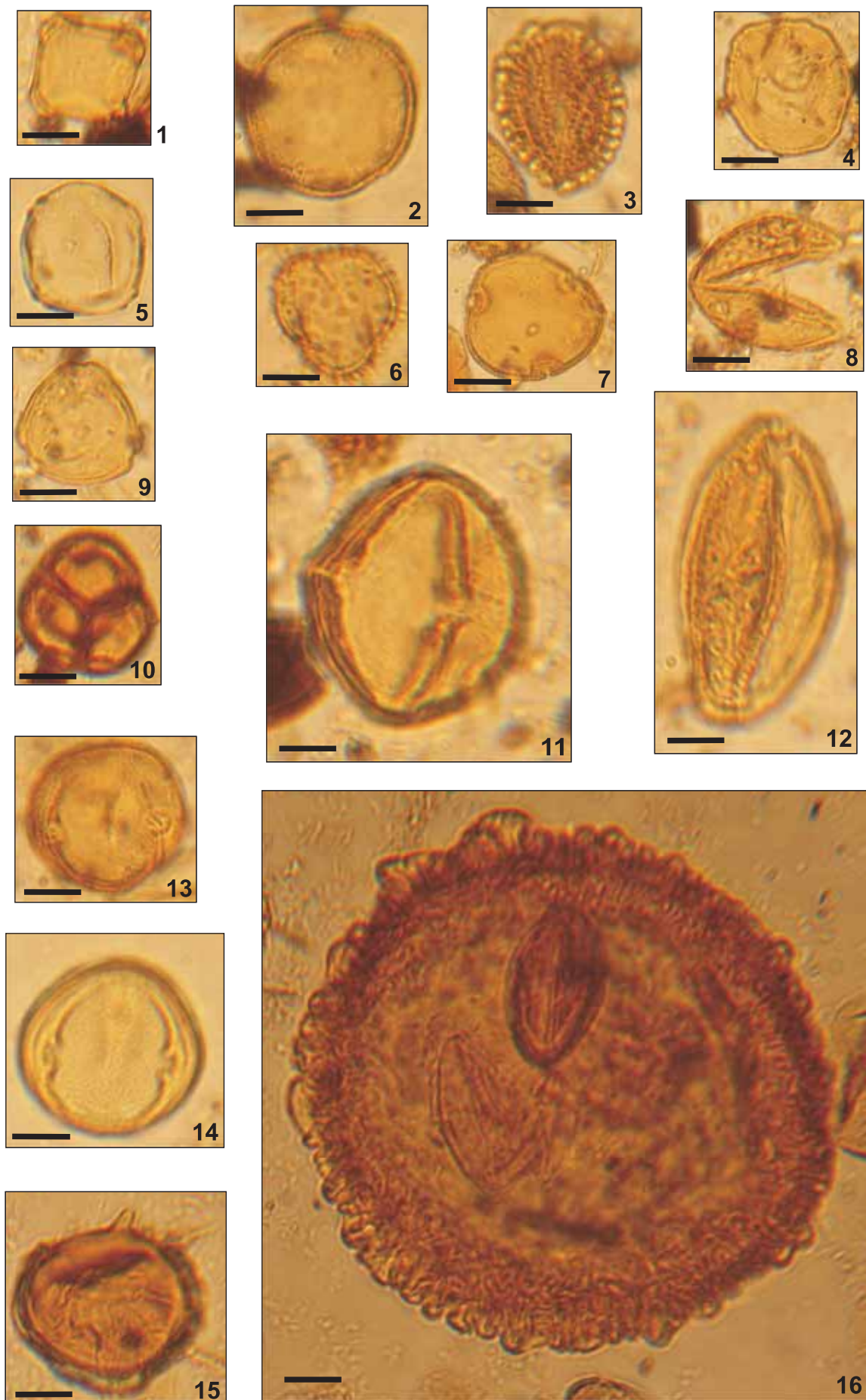
Sporomorphs identified in samples of the Neogene deposits from core from the Wysoka Wieś borehole

- Fig. 1. *Alnipollenites verus* Potonié
- Fig. 2. *Periporopollenites stigmus* (Potonié) Thomson et Pflug
- Fig. 3. *Ilexpollenites margaritatus* (Potonié) Raatz
- Fig. 4. *Polyatriopollenites stellatus* (Potonié) Pflug
- Fig. 5. *Carpinipites carpinoides* (Pflug) Nagy
- Fig. 6. *Spinulaepollis arceuthobioides* Krutzsch
- Fig. 7. *Intratrisporopollenites instructus* (Potonié) Thomson et Pflug
- Fig. 8. *Inaperturopollenites verrupapillatus* Trevisan
- Fig. 9. *Momipites punctatus* (Potonié) Nagy
- Fig. 10. *Ericipites ericius* (Potonié) Potonié
- Fig. 11. *Tricolporopollenites pseudocingulum* (Potonié) Thomson et Pflug
- Fig. 12. *Aceripollenites striatus* (Pflug) Thiele-Pfeiffer
- Fig. 13. *Faguspollenites verus* Raatz
- Fig. 14. *Nyssapollenites pseudocruciatus* (Potonié) Thiergart
- Fig. 15. *Sequoiapollenites undulosus* Kohlman-Adamska
- Fig. 16. *Zonalapollenites maximus* (Raatz) Krutzsch

Skala liniowa = 10 µm

Scale bar = 10 µm





Barbara Słodkowska, Dariusz Gałazka — Osady paleogenu i neogenu w wielkoskalowych strukturach glacitektonicznych Wzgórz Dylewskich