

Marek Widera



**Zarys geologii
okolic Poznania, Turku i Konina
ze szczególnym odniesieniem do geologii
kenozoiku i geomorfologii**

Marek Widera
Zarys geologii okolic Poznania,
Turku i Konina

Marek Widera

**Zarys geologii okolic Poznania,
Turku i Konina**

**ze szczególnym odniesieniem do geologii
kenozoiku i geomorfologii**

Bogucki Wydawnictwo Naukowe • Poznań 2022

Autor:
Marek Widera
Instytut Geologii
Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
e-mail: widera@amu.edu.pl

Materiały dydaktyczne Instytutu Geologii Wydziału Nauk Geograficznych i Geologicznych
Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza

Ikoniografię przygotował: Marek Widera

Recenzent: prof. zw. dr hab. Tomasz Zieliński

Fotografie na okładce: Marek Widera

Na okładce przedstawiono: typową sukcesję osadową (piasek, gytia, torf) wypełniającą wytopisko po bryle martwego lodu, późny glacjał–holocen, stanowisko Konin-Maliniec (przód okładki); Słup Koniński z inskrypcją z 1151 r., datującą początki górnictwa węgla brunatnego na ziemiach polskich, Stary Konin (tył okładki)

Copyright © Marek Widera, Poznań 2022

ISBN 978-83-7986-400-3

Bogucki Wydawnictwo Naukowe
ul. Górna Wilda 90, 61-576 Poznań
e-mail: biuro@bogucki.com.pl
www.bogucki.com.pl

Druk i oprawa:
PefektDruk

Spis treści

Wprowadzenie	7
1. Okolice Poznania	9
1.1. Wprowadzenie w geologię podłoża	9
1.1.1. Geologia podłoża podkenozoicznego	9
1.1.2. Litostratygrafia kenozoiku	13
1.2. Opis stanowisk w północnych dzielnicach Poznania	16
1.2.1. Stanowisko Umultowo	16
1.2.2. Stanowisko Góra Moraska	19
1.3. Opis stanowisk na południe od Poznania	23
1.3.1. Stanowisko Otusz-Józefowo	23
1.3.2. Stanowisko Żabinko	30
1.3.3. Stanowisko Baranowo	36
2. Okolice Turku i Konina	40
2.1. Wprowadzenie w geologię podłoża	40
2.1.1. Geologia podłoża podkenozoicznego	40
2.1.2. Litostratygrafia kenozoiku	44
2.2. Opis stanowisk w okolicy Turku	46
2.2.1. Stanowisko Adamów	46
2.2.2. Stanowisko Bogdałów	51
2.2.3. Stanowisko Przykona	55
2.3. Opis stanowisk w okolicy Konina	58
2.3.1. Stanowisko Konin-Przydziałki	58
2.3.2. Stanowiska Gołąbek	63
2.3.3. Stanowisko Tomisławice	70
2.3.4. Stanowisko Lubstów	75
2.3.5. Stanowisko Józwin IIB	79
2.3.6. Stanowisko Konin-Maliniec	88
3. Literatura	93

Wprowadzenie

Niniejsze opracowanie jest nową wersją przewodnika do ćwiczeń terenowych pt. „Geologia kenozoiku Niżu Polskiego” (Widera red. 2009). Wyczerpanie nakładu pierwszego wydania nastąpiło kilka lat temu, a ponadto jego treść w znacznym stopniu uległa dezaktualizacji. Wynika to z co najmniej trzech powodów. Po pierwsze, skrócony został czas trwania kursu terenowego z geologii kenozoiku i geomorfologii. Po drugie, większość stanowisk (zwłaszcza kopalnianych) opisanych w pierwszym wydaniu jest już niedostępna, a w ich miejsce pojawiły się nowe odsłonięcia osadów kenozoicznych. I po trzecie, po kilkunastu latach doświadczeń okazało się, że niektóre treści zawarte w pierwszym wydaniu są zbędne, a innych brakuje. Głównie powyższe względy skłoniły autora do przygotowania nowej i zaktualizowanej wersji przewodnika, w przeważającej części z poprawionym tekstem i nowymi rycinami. Pominięto w nim niektóre stanowiska (Skrzynki, Tomice, Czmoniec, Drzewce, Kazimierz N, Koźmin S, Roźniatów, Wielenin, Jeziorsko i Góra), a w ich miejsce dodano nowe stanowiska (Adamów, Bogdałów, Tomisławice i Józwin IIB) oraz uzupełniono informacje o budowie geologicznej podłoża podkenozoicznego. Dlatego obszar ćwiczeń terenowych ograniczono do bliskiego otoczenia Poznania, Turku i Konina.

Prezentowany przewodnik w zamyśle autora ma służyć studentom geologii, studiów licencjackich i inżynierskich, oraz różnych kierunków geograficznych, w tym geografii fizycznej. Innymi słowy, jest on przeznaczony dla wszystkich, którzy zainteresowani są, szeroko rozumianą, problematyką dotyczącą geologii i geomorfologii kenozoiku w środkowej (okolice Poznania) i wschodniej (okolice Turku i Konina) Wielkopolsce. W czasie ćwiczeń terenowych studenci będą mieli okazję sprawdzenia swojej wiedzy teoretycznej (zdobytej w warunkach kameralnych lub *on-line* w latach 2020–2022) z różnych przedmiotów (np. geologia paleogenu i neogenu, geologia

czwartorzędu, geomorfologia, sedymentologia, neotektonika, kopaliny użyteczne itd.) poprzez bezpośrednie obserwacje osadów w odsłonięciach. W czasie prac terenowych zadaniem studentów będzie przede wszystkim opisanie cech tekstualnych, strukturalnych i deformacyjnych osadów oraz wykazanie się umiejętnościami posługiwania się kompasem geologicznym – pomiary: kierunku i kąta upadu warstw, powierzchni uskoku, spękań oraz kierunków paleotransportu i biegów osi dłuższych głązików. Dodatkowo, wykorzystując wcześniej zdobytą wiedzę teoretyczną, studenci podejmą próbę interpretacji wyników obserwacji i pomiarów wykonanych w odsłonięciach.

Przewodnik ten obejmuje taką liczbę stanowisk, by wypełnić 6–8-dniowy kurs terenowy. Pozwala to na wybór stanowisk (miejsc, punktów obserwacyjnych) w zależności od długości trwania ćwiczeń oraz otrzymanych zgód na wstęp w obręb niektórych z nich. Nieco większa liczba stanowisk, uwzględniając ich przekształcanie i znikanie w czasie, pozwoli na przedłużenie aktualności przewodnika o co najmniej kilka lat. Proponowane stanowiska zostaną scharakteryzowane poprzez opis: lokalizacji i dojazdu, położenia geomorfologicznego i geologicznego, litologii osadu (identyfikacji struktur sedymentacyjnych i deformacyjnych), wieku i genezy osadów/form oraz kilku pytań zaliczeniowych. Podstawowe pozycje literaturowe, wykorzystane przy pisaniu niniejszego tekstu, zamieszczono na końcu przewodnika. Warunkiem zaliczenia kursu jest: 100-procentowa frekwencja, posiadanie notatnika z najważniejszymi informacjami z każdego stanowiska i poprawna odpowiedź na co najmniej 3 z 6 pytań zawartych w przewodniku. Wyróżniający się studenci (aktywność w czasie dyskusji terenowych lub przygotowywanie/opracowywanie stanowisk) mogą zdobyć zaliczenie wcześniej, ale po spełnieniu dwóch pierwszych, wspomnianych wyżej, warunków koniecznych.

Prof. UAM dr hab. Marek Widera

1. Okolice Poznania

W granicach administracyjnych Poznania i jego sąsiedztwie znajdują się interesujące formy terenu, o różnym stopniu skomplikowania budowy. Dlatego warto poświęcić im trochę uwagi z kilku powodów. Stanowisko Umultowo usytuowane jest na tej samej formie rzeźby, na której znajduje się Instytut Geologii UAM. Natomiast stanowisko Góra Moraska obejmuje najwyższe wzniesienie zarówno w Poznaniu, jak i w środkowej Wielkopolsce. Przy omawianiu obu stanowisk warto odnieść się też do budowy i genezy Góry Dziewiczej, usytuowanej na prawym, wschodnim brzegu Warty, oraz do genezy „przełomowego” odcinka Warty, przebiegającego południkowo między oboma wzniesieniami. Z kolei na południe od Poznania wybrano trzy „podręcznikowe” stanowiska, tj. Otusz, Żabinko i Baranowo. W tym przypadku uwagę należy skupić na formach terenu utworzonych odpowiednio przez procesy: fluwioglacjalne, eoliczne i fluwialne. Należy jednak zacząć od omówienia zarysu budowy geologicznej podłoża podkenozoicznego oraz litostratygrafii kenozoiku w okolicy Poznania.

1.1. Wprowadzenie w geologię podłoża

1.1.1. Geologia podłoża podkenozoicznego

Poznań i jego otoczenie położone są na obszarze dwóch jednostek tektonicznych Polski pierwszego rzędu, tj. **synklinorium szczecińsko-miechowskiego** (segment szczecińsko-gorzowski) i **monokliny przedsudeckiej** (Żelaźniewicz i in. 2011). Granicę między nimi na powierzchni podkenozoicznej prowadzi się po wychodniach jury górnej i kredy dolnej. Tak więc stanowiska Otusz, Żabinko i Baranowo zlokalizowane są na monoklinie, a stanowi-

ska Umultowo i Góra Moraska w synklinorium (ryc. 1, Deczkowski i in. 1978, Dadlez i in. red. 2000).

Na powierzchni mezozoicznej w rejonie Poznania występują głównie skały dolnej i górnej kredy oraz górnej jury. Wyraźnie zaznaczają się też strefy uskokowe, których pewne fragmenty obejmują kenozoiczne rowy tektoniczne z bardzo bogatymi złożami węgla brunatnego. Na NW od Poznania ciągnie się **strefa uskokowa Poznań–Szamotuły** z rowem Szamotuł. Na obszarze Poznania i na S od niego występuje **strefa uskokowa Poznań–Oleśnica** z rowami: Naramowic, Miasta Poznania, Mosiny, Czempinia, Krzywina i Gostynia. Z kolei na E i SE od Poznania rozpoczyna się **strefa uskokowa Poznań–Kalisz** (ryc. 1), której równoleżnikowy fragment stanowi rów Kleszczowa wypełniony złożami węgla brunatnego: „Szczerców”, „Bełchatów” i „Kamieńsk” (Widera 2021).

Głębsze, podkenozoiczne podłoże okolic Poznania zostanie zwięźle omówione na podstawie najgłębszego w tym rejonie otworu **Poznań GN-1** (Grocholski 1991). Jego wiercenie zakończono w 1974 r. w Poznaniu przy ul. Perzyckiej, ok. 2,5 km na S od pasa startowego na Ławicy i ok. 1 km na SW od osiedla Bajkowego (szer. geogr. 52°24'02,36", dł. geogr. 16°49'42,80"). Otwór

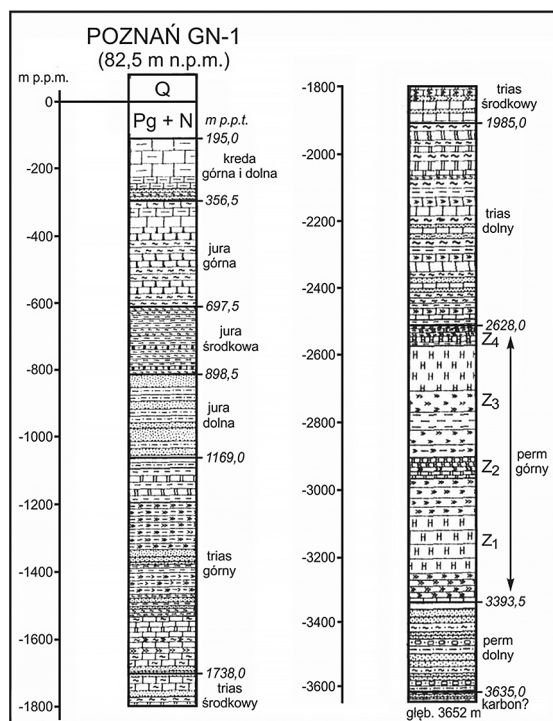


Ryc. 1. Lokalizacja stanowisk terenowych w okolicach Poznania na tle jednostek i struktur tektonicznych podłoża podkenozoicznego (wg Deczkowskiego i in. 1978, Dadleza i in. red. 2000)

Objaśnienia: K_{1+2} – kreda dolna i górna, J_1 – dolna jura, J_2 – środkowa jura, J_3 – górna jura.

ten usytuowano na rzędnych terenu 82,50 m n.p.m., a jego głębokość osiągnęła 3652 m, z czego kenozoik (paleogen, neogen i czwartorzęd) objął początkowe 195 m (ryc. 2).

Najstarszymi skałami, jakie nawiercono w otworze Poznań GN-1, są stropowe warstwy karbonu o miąższości 17 m. Są one zbudowane głównie ze skał pochodzenia lądowego, tj. z iłowców i piaskowców iłowcowych, silnie zdiagenezowanych i sfałdowanych, o kątach upadu dochodzących do 70–80°. Następne blisko 250 m profilu obejmują skały dolnego permu (**czzerwony spągowiec**), które osadzały się w warunkach klimatu suchego. Dolny czerwony spągowiec (**autun**) to naprzemienne występowanie skał okruchowych o czerwonym zabarwieniu (zlepieńce, łupki ilaste) oraz piroklastyków i wulkanitów, takich jak: ryolity, dacyty, andezyty i porfiry. Z kolei górny czerwony spągowiec (**sakson**) dowodzi ponownej depozycji lądowej (rzeczna i eoliczna) w postaci osadów ilasto-mułowcowych i piaskowców, w których



Ryc. 2. Profil otworu Poznań GN-1 (wg Grocholskiego 1991 i bazy danych PIG, zmienne)

Szczegółowe objaśnienia oznaczeń litologicznych znajdują się w pracy Grocholskiego (1991).

stwierdzono liczne złoża ropy i gazu. Cechszyńska transgresja morska, zachodząca w klimacie ciepłym i suchym, kończy lądowy okres czerwonego spągowca. Takie warunki sprzyjały ewaporacji i osadzeniu się blisko 800 m skał permu górnego (**cechsztynu**) w podłożu Poznania. Są to głównie węglany pochodzenia rafowego (ze złożami ropy i gazu) oraz sole kamienne, które układają się w charakterystyczne cyklotemy od Z1 do Z4, w których kolejno wytrącają się (przez odparowanie wody): węglany, siarczany i chlorki. Cechszyńskie sole kamienne są obecnie eksploatowane m.in. w Kłodawie, w E Wielkopolsce (Grocholski 1991).

Na paleozoiku zalega mezozoik o łącznej miąższości ponad 2,4 km, z czego na trias przypada blisko 1,5 km, na jurę ponad 0,8 km i tylko ok. 160 m na kredę (ryc. 2). Dolny trias (**pstry piaskowiec**) reprezentują głównie osady lądowe rozwinięte w facjach rzecznych (piaskowce, mułowce) oraz płytkich wysychających jezior (iłowce, dolomity, gipsy, anhydryty). Charakter osadów wskazuje na klimat suchy, z okresowymi wpływami morskimi. Środkowy trias (**wapień muszlowy**) wykształcony jest głównie w facjach morskich, tj. w postaci margli, wapieni i wapieni dolomitycznych. Natomiast górny trias jest dwudzielny: **kajper** i **retyk**. Kajper rozpoczynają i kończą osady morskie tzw. serii gipsowej dolnej i górnej (iłowce i mułowce z gipsem). Są one podzielone lądowymi osadami tzw. piaskowca trzcinowego, wykształconego w postaci piaskowców z dużym nagromadzeniem kopalnej flory. Trias kończą osady retyku, zbudowane głównie w postaci osadów drobnoziarnistych (iłowców i mułowców) powstałych w zbiornikach lądowych z wpływami morskimi: dolomity i wapienie z fauną morską (Grocholski 1991).

Jura dzieli się na jurę: dolną (**lias**), środkową (**dogger**) i górną (**malm**). Generalnie osady jurajskie reprezentują facje płytkomorskie w postaci różnych odmian wapieni. Są one przewarstwione zarówno osadami głębokomorskimi (margle, iłowce), jak i jeziornymi (piaski i iły), rzecznyymi (piaski) i ewaporatami (gipsy i anhydryty). Przez Poznań przebiega granica między osadami jurajskimi i kredowymi (patrz ryc. 1). Z tego wynika niewielka grubość osadów kredy, z czego ok. 20 m przypada na kredę dolną i ok. 140 m na kredę górną. **Kreda dolna** powstała w warunkach lądowo-morskich, początkowo jako piaskowce (czasem glaukonitowe), a następnie iłowce i mułowce. Z kolei **kreda górna**, rozpoczynająca się potężną transgresją (Grocholski 1991), zbudowana jest przede wszystkim z morskich skał węglanowych, takich jak: margle, gezy, wapienie i opoki (ryc. 2)

Pytania zaliczeniowe:

1. *Krótko omów położenie Poznania na tle jednostek tektonicznych Polski.*
2. *Wymień strefy uskokowe i rowy tektoniczne występujące w bliskim otoczeniu Poznania.*
3. *Co wiesz o budowie geologicznej podłoża podkenozoicznego w Poznaniu (otwór Poznań GN-1)?*

1.1.2. Litostratygrafia kenozoiku

Litostratygrafia jest jedną z trzech podstawowych, oprócz biostratygrafii i chronostratygrafii, dziedzin stratygrafii (ustala kolejność ułożenia warstw skalnych oraz określa ich wiek względny lub bezwzględny). Opiera się ona na kryteriach litologicznych. Polega więc na wydzielaniu w profilach geologicznych jednostek różniących się od siebie rodzajem skał i korelacją tych jednostek w różnych profilach między sobą. W podziale litostratygraficznym paleogenu i neogenu Niżu Polskiego wydziela się liczne (ciągle nieformalne) jednostki litostratygraficzne w randze formacji i ogniw (ryc. 3). Pierwsze polskie schematy litostratygraficzne były wzorowane na schematach uczonych niemieckich, którzy zauważyli, że warstwy osadów kenozoicznych układają się w charakterystyczne sekwencje. Podobnie jak w Niemczech, również w Polsce za główne poziomy korelacyjne na względnie rozległych terenach uznano pokłady/grupy pokładów węgla brunatnego. Można je badać **palinologicznie**, czyli na podstawie pyłków i spor można odtworzyć historię szaty roślinnej (skład, temperaturę, opady itd.) na danym obszarze w minionych epokach geologicznych.

Nazwy większości omawianych wydzieleni litostratygraficznych pochodzą z lat 60. XX w. (Ciuk 1965, 1967). Nazywane były one wtedy warstwami, np. warstwy czempińskie, warstwy rawickie itd. Na początku lat 70. XX w. powstały pierwsze pełne schematy litostratygraficzne dla neogenu (Ciuk 1970) i paleogenu Niżu Polskiego (Ciuk 1974). W następnych latach zamiast warstw zaczęto używać nazw formacji, a w obrębie niektórych z nich wydzielono ogniwa lub dodano lokalne odpowiedniki istniejących już wcześniej jednostek litostratygraficznych (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, Piwocki 2001).

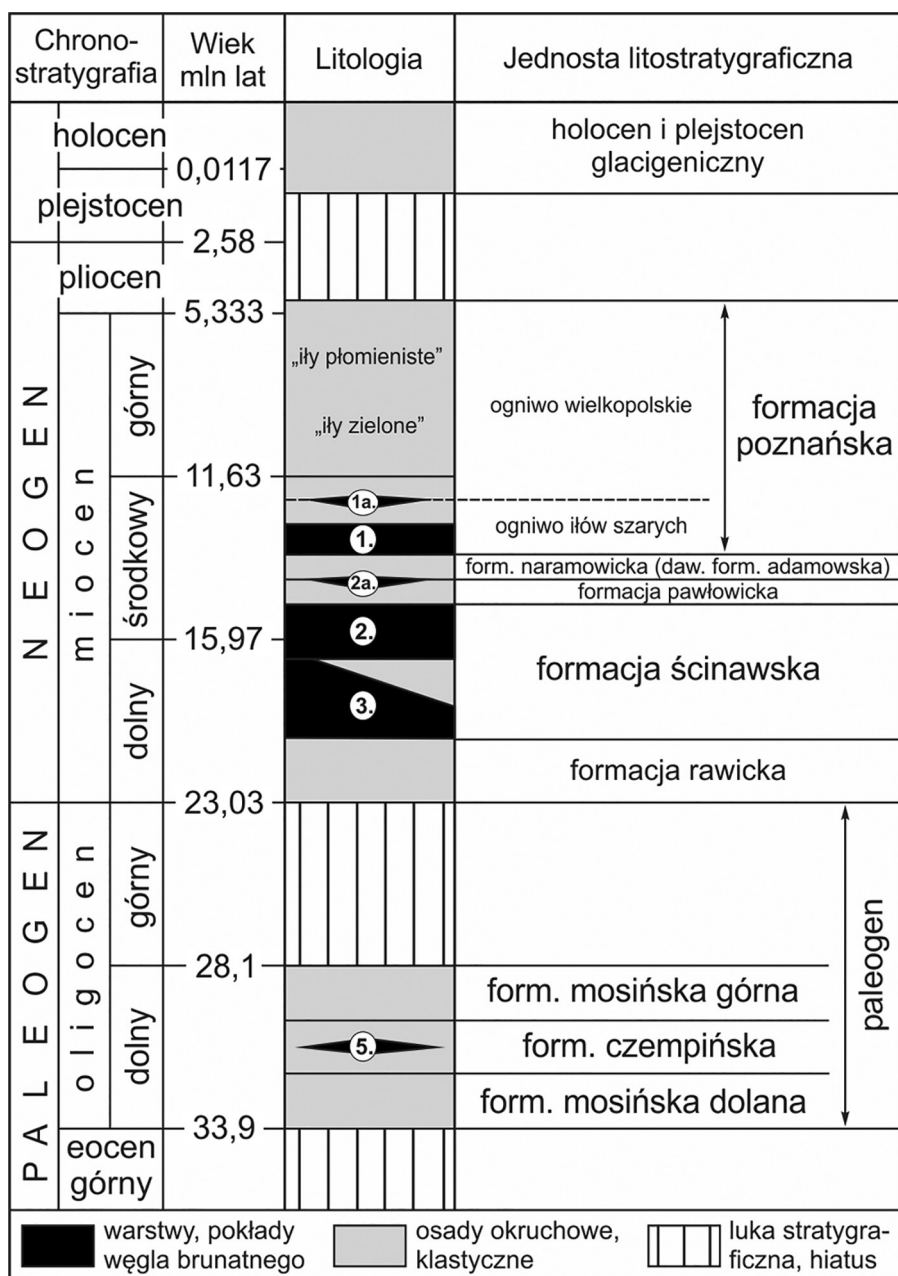
Na początku XXI w. zakwestionowano poprawność wspomnianych schematów Ciuka (1970, 1974). Zaproponowano zmiany polegające na zaniechaniu

niektórych wcześniejszych wydzielen i wyróżnieniu nowych jednostek litostratygraficznych (Widera 2002, 2007, Widera, Kita 2007). W ten sposób zaproponowano schematy, w których zróżnicowano litostratygrafię dla zachodniej i wschodniej Wielkopolski, odpowiadające dwóm rejonom ćwiczeń terenowych, czyli okolicom Poznania oraz Turku i Konina (Widera 2007).

W okolicy Poznania większą część starszego paleogenu, tj. paleocen i eocen, obejmuje luka stratygraficzna. W podziale litostratygraficznym paleogenu na tym obszarze wyróżnia się trzy formacje: **mosińską dolną**, **czempińską**, **mosińską górną**. Obszary typowego wykształcenia (stratotypowe) wymienionych jednostek litostratygraficznych, jak łatwo można zauważyć, zlokalizowane są na S od Poznania. Natomiast czas ich sedymentacji obejmuje wczesny oligocen (ryc. 3, Piwocki 2001). Formacje mosińska dolna i mosińska górna są bardzo podobne do siebie pod względem litologii. Składają się głównie z zielonkawych piasków glaukonitowych. Są to osady charakterystyczne dla basenowej części morza epikontynentalnego. Obie formacje mosińskie (dolna i górna) rozdziela **formacja czempińska** rozwinięta w facjach lądowych, tj. rzecznych, jeziornych i bagiennych. Obejmują one przewarstwiające się osady, takie jak: muły, piaski i węgle brunatne **5. czempińskiej grupy pokładów**.

Granica między paleogenem a neogenem jest przeważnie erozyjna. W spągu neogenu występuje często cienka warstwa grubych piasków, niekiedy z drobnymi żwirami (Piwocki i in. 2004). Można to tłumaczyć ruchami tektonicznymi, wynoszącymi przeważającą część Niżu Polskiego w późnym oligocenie, których skutkiem była erozja osadów starszych (Widera 2007). W podziale litostratygraficznym neogenu okolic Poznania wyróżnia się pięć głównych formacji: **rawicką**, **ścinauską**, **pawłowicką**, **naramowicką** (dawniej adamowską) i **poznańską** (ryc. 3). W aktualnym schemacie zrezygnowano z wydzielania formacji adamowskiej, a zamiast niej wyróżniono formację naramowicką, której obszar stratotypowy znajduje się w rowie Naramowic (złoże „Naramowice”), czyli bezpośrednio na W od Instytutu Geologii UAM (Widera 2007). Omawiane osady neogeńskie powstały w przedziale czasu od wczesnego miocenu po najniższy wczesny pliocen (ryc. 3, Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, Piwocki i in. 2004).

Neogen rozpoczynają osady piaszczyste formacji rawickiej, ze żwirami w spągu. Wyżej zalega najbardziej węglonośna na Niżu Polskim formacja ścinauska z węglami brunatnymi **3. ścinawskiej i 2. łużyckiej grupy**



Ryc. 3. Schemat litostratygraficzny paleogenu i neogenu okolic Poznania (wg Piwockiego, Ziemińskiej-Tworzydło 1995, Widery 2007)

Objaśnienia: główne pokłady węgla brunatnego: 5. – piąty czempiński, 3. – trzeci ścinawski, 2. – drugi luzycy, 1. – pierwszy środkowopolski; towarzyszące pokłady węgla brunatnego: 2a. – drugi „a” lubiński, 1a. – pierwszy „a” oczkowiński; daw. – dawniej, form. – formacja.

pokładów. Formacje pawłowska i naramowicka w swojej dominującej masie składają się z piasków, a w mniejszej ilości z mułów i ilów. Trzeba zauważyć, że w przystropowych warstwach formacji pawłowskiej pojawiają się grubsze przerosty węgla brunatnych, wyróżnionych jako towarzyszący, **1a. lubiński** pokład (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995). Profil neogenu kończą osady formacji poznańskiej, która składa się z ogniwa ilów szarych (ogniwa środkowopolskiego) i ogniwa wielkopolskiego. **Ogniwo ilów szarych** zbudowane jest głównie z **1. środkowopolskiego** pokładu węgla brunatnego i tzw. „**ilów szarych**” *sensu stricto*, czyli zalegających wprost na stropie wspomnianego pokładu oraz zawierających organikę widoczną makroskopowo. Natomiast **ogniwo wielkopolskie** obejmuje drobnoziarniste osady mineralne, głównie ilaste – tzw. „**ily zielone**” i „**ily płomieniste**” (ryc. 3, Piwocki i in. 2004).

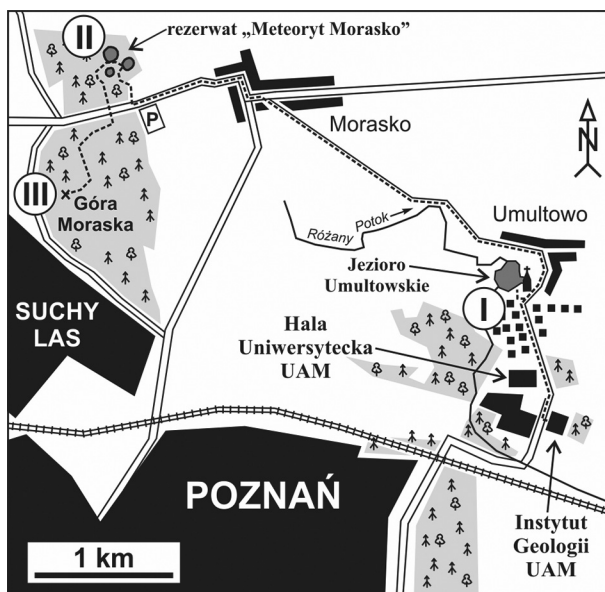
Pytania zaliczeniowe:

1. Wymień paleogeńskie jednostki (formacje) litostratygraficzne w okolicy Poznania – wskaż główne podobieństwa i różnice litologiczne między nimi.
2. Wymień neogeńskie jednostki litostratygraficzne (formacje, ogniwa) w okolicy Poznania – wybierz dwie z nich i krótko omów ich litologię.
3. Wymień główne i towarzyszące paleogeńsko-neogeńskie pokłady/grupy pokładów węgla brunatnego w okolicy Poznania – wybierz trzy i przyporządkuj je odpowiednim jednostkom litostratygraficznym.

1.2. Opis stanowisk w północnych dzielnicach Poznania

1.2.1. Stanowisko Umultowo

Pierwszy punkt obserwacyjny, czyli stanowisko Umultowo, znajduje się ok. 1 km na N od Instytutu Geologii UAM, nad Jeziorem Umultowskim. Aby do tego punktu dotrzeć, należy, przemieszczając się od Instytutu Geologii, najpierw kierować się ul. Krygowskiego do Hali Uniwersyteckiej UAM, a następnie ul. Zagajnikową aż do kościoła nad Jeziorem Umultowskim (ryc. 4).



Ryc. 4. Szkic lokalizacyjny stanowisk Umultowo i Góra Moraska

Objaśnienia: I, II, III – miejsca obserwacyjne.

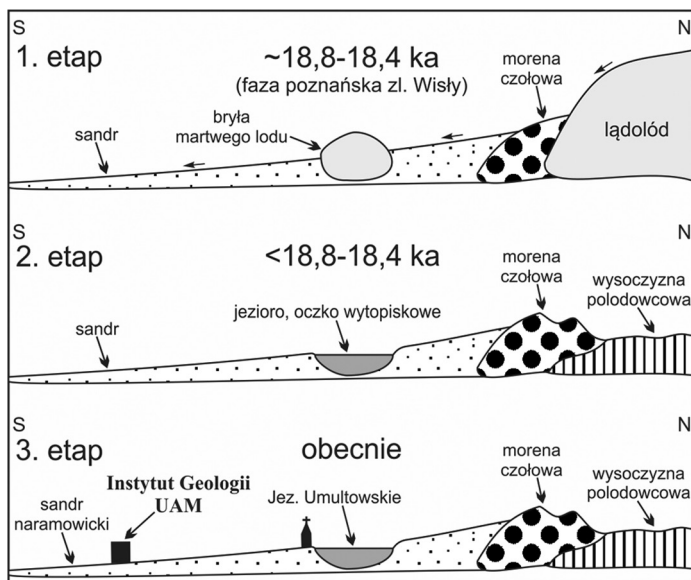
Wyżej opisana trasa cechuje się niezauważalnymi wręcz deniwelacjami, a jej otoczenie tworzy płaska powierzchnia, na której usytuowane są zarówno Instytut Geologii UAM, jak i Jezioro Umultowskie. Dopiero analiza map topograficznych i geomorfologicznych pozwala się zorientować, że wspomniana powierzchnia jest lekko nachylona w kierunku S, porozcinana ciekami powierzchniowymi (np. Różany Potok) lub owalnymi obniżeniami, z których jedno wypełnione jest wodą – Jezioro Umultowskie. W tle, po N stronie tego jeziora, można zauważyć pagórkowatą rzeźbę terenu, będącą ciągiem moren czołowych **fazy poznańskiej zlodowacenia Wisły** (ryc. 5). Po ich S stronie wyróżnia się sandry: naramowicki, piątkowski, ławicki i strzeszyński (lewy brzeg Warty) oraz kiciński, Głównej i Cybiny (prawy brzeg Warty) (Bartkowski 1957, Krygowski 1961).

Instytut Geologii UAM i Jezioro Umultowskie znajdują się na sandrze naramowickim. Powstanie tego jeziora należy łączyć z wytopianiem się bryły martwego lodu, która ugrzęzła w osadach sandrowych. Tak więc jest to **jezioro wytopiskowe** (wytopisko, oczko wytopiskowe), będące rodzajem jeziora polodowcowego, które powstało w zagłębieniu utworzonym głównie po wytopieniu bryły martwego lodu. Jeziora wytopiskowe są charakterystyczne

dla obszarów młodoglacjalnych (zajętych przez lądolód zlodowacenia Wiśły), gdzie najliczniej występują na wysoczyznach polodowcowych (np. jezioro Śniardwy) i sandrowych (np. Jezioro Umultowskie). Genezę omawianego oczka wytopiskowego można najlepiej wytłumaczyć na rysunkach, ukazujących etapy jego powstawania (ryc. 6).



Ryc. 5. Zasięg faz leszczyńskiej i poznańskiej zlodowacenia Wiśły w zachodniej Polsce (wg Kozarskiego 1986, Marksa i in. 2006)



Ryc. 6. Model powstawania oczka wytopiskowego na przykładzie Jeziora Umultowskiego (wg koncepcji autora)

Objaśnienia: ka BP – tysięcy lat przed 1950 r. (ang. ka – kilo age, BP – before present).

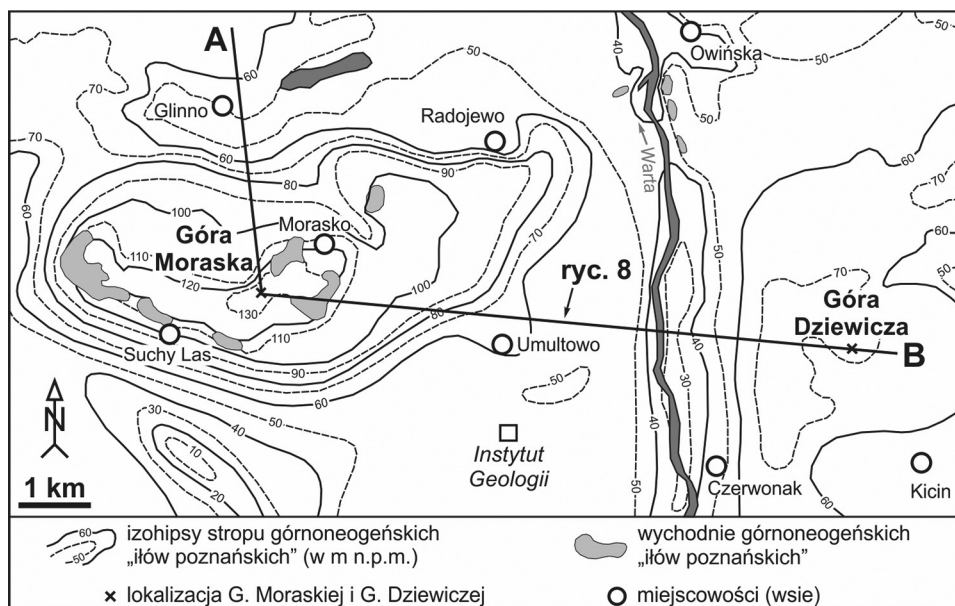
Pytania zaliczeniowe:

1. *Na jakiej większej formie rzeźby terenu zlokalizowane są Jezioro Umultowskie i Instytut Geologii UAM oraz z jakich osadów taka forma może być zbudowana?*
2. *Krótko omów genezę Jeziora Umultowskiego używając prostych rysunków.*
3. *Na podstawie informacji uzyskanych w czasie dyskusji terenowej wyjaśnij dlaczego woda utrzymuje się w Jeziorze Umultowskim?*

1.2.2. Stanowisko Góra Moraska

Stanowisko Góra Moraska znajduje się ok. 4 km na NW od stanowiska Umultowo. Najpierw ul. Rumiankową i B. Lewandowskiego należy dojść do Moraska, a następnie ul. Meteorytową do parkingu przy rezerwacie „Meteoryt Morasko” (patrz ryc. 4). Prawie cała trasa wiedzie po pagórkach czołowomorenowych fazy poznańskiej zlodowacenia Wisły (patrz ryc. 5). Ich morfologia charakteryzuje się występowaniem licznych dolinek erozyjnych i zagłębień bezodpływowych. Warto zwrócić też uwagę na zróżnicowanie litologiczne osadów powierzchniowych: gliny lodowcowe, piaski i żwiry fluwioglacjalne oraz głązy narzutowe.

Naprzeciwko wspomnianego parkingu (na skraju lasu po prawej, N stronie ul. Meteorytovej) znajduje się **rezerwat „Meteoryt Morasko”** (patrz ryc. 4). Jest to obszar chroniony o powierzchni 55 ha, który został utworzony w 1976 r. Jego największą atrakcją są zagłębienia/kratery (niektóre wypełnione wodą), które uważane są za skutek upadku meteorytu. Na meteorytową genezę wskazują m.in. znaleziska meteorytów na tym obszarze. Pierwszy, o wadze 77,5 kg, znalazł w 1914 r. niemiecki żołnierz podczas budowy umocnień wojskowych. W późniejszych latach odnaleziono łącznie ponad 550 kg meteorytów. Wśród nich były dwa największe. Pierwszy, o wadze 164 kg, został odnaleziony w 2006 r, natomiast drugi, ważący aż 261 kg – w 2012 r. i jest dotychczas największym meteorytem jaki kiedykolwiek znaleziono w Polsce. Meteoryty moraskie oprócz stopu żelaza i niklu zawierają też niewielką ilość piroksenów, które nie występują na Ziemi. Upadek meteorytu żelaznego na Morasku miał miejsce około 5,5 ka BP. Energia eksplozji jego największych fragmentów odpowiadała energii wybuchu niewielkiej bomby atomowej, czyli > 200 ton trotylu (Dzięczkowski, Korpikiewicz 1979). Powstało wtedy siedem kraterów, z których największy ma blisko 60



Ryc. 7. Mapa strukturalna stropu neogenu w otoczeniu Góry Moraskiej i Góry Dziewiczej (wg Chmal 1990, Widera red. 2009)

Objaśnienia: przekrój geologiczny wzdłuż linii przekrojowej AB na ryc. 8.

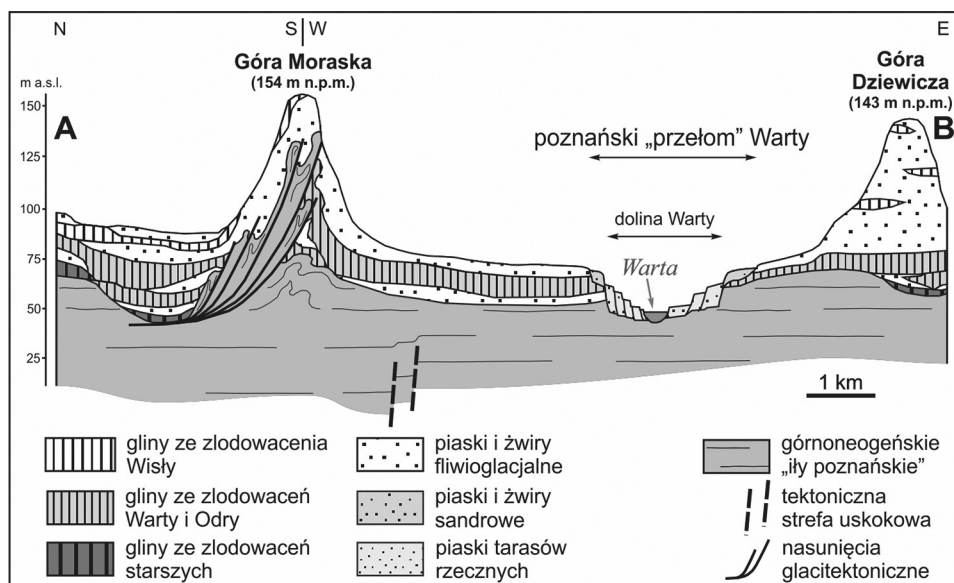
m średnicy i 11 m głębokości. Jest on, jako jedyny, otoczony wałem ziemnym o wysokości 1–7 m.

Od jeziorok meteorytowych na szczyt Góry Moraskiej wiedzie ścieżka obok leśniczówki. Ostatnie miejsce obserwacyjne znajduje się po S stronie drogi z Moraska do Suchego Lasu (patrz ryc. 4), gdzie po drodze można zobaczyć pozostałości niewielkiej piaskowni. **Góra Moraska** osiąga wysokość 154 m n.p.m. i jest najwyższym wzniesieniem pagórków czołowomorenowych w okolicach Poznania oraz w środkowej Wielkopolsce. Ich kontynuacją po E stronie doliny Warty jest **Góra Dziewicza** o wysokości 143 m n.p.m. Na jej szczycie wybudowano w 2005 r. 40-metrową wieżę przeciwpożarową z tarasem widokowym, z którego można podziwiać m.in. Poznań, Górę Moraską i dolinę Warty.

Otoczenie Góry Moraskiej i Góry Dziewiczej cechuje się deniwelacjami przekraczającymi 50 m w stosunku do poziomu wysoczyzny polodowcowej i powierzchni sandrów oraz ok. 100 m w odniesieniu do dna doliny Warty. Obie „góry” wyznaczają linię postępu lądolodu skandynawskiego fazy poznańskiej zlodowacenia Wisły, a czas ich powstania oraz sandrów na ich przedpolu szacuje się na około 18,8–18,4 ka BP (Kozarski 1986). Przez kilka

dziesięcioleci przyjmowano, że Góra Moraska i Góra Dziewicza są morenami czołowymi typu spiętrzonego (Krygowski 1961). Przeczy temu mapa stropu neogenu i przekrój geologiczny poprowadzony przez obie kulminacje (ryc. 7, 8). W otoczeniu Góry Moraskiej „iły poznańskie” znajdują się na wysokości ponad 130 m n.p.m., zaś w podłożu Góry Dziewiczej rzadko przekraczają 80 m n.p.m. Z kolei na obszarze wysoczyznowym średnio zalegają one na rzędnych 60–70 m n.p.m. W przypadku zaplecza Góry Moraskiej, tj. w okolicy Glinna, strop neogenu występuje nawet poniżej 50 m n.p.m. (ryc. 7, 8). W tym przypadku można mówić o **zagłębieniu końcowym** (depresji końcowej), które jest formą współczesnej lub kopalnej powierzchni, typową dla obszarów glacialnych. Powstaje ono w wyniku mechanicznego wyżłobienia przez lądolód lub poprzez wyciśnięcie materiału skalnego spod lądolodu na przedpole pod wpływem jego ciężaru. Zagłębienie końcowe znajduje się zazwyczaj na zapleczu wzgórz moreny czołowej. Często zaznacza się ono w morfologii terenu jako obniżenie wypełnione wodami jeziornymi, np. Jezioro Chodzieskie.

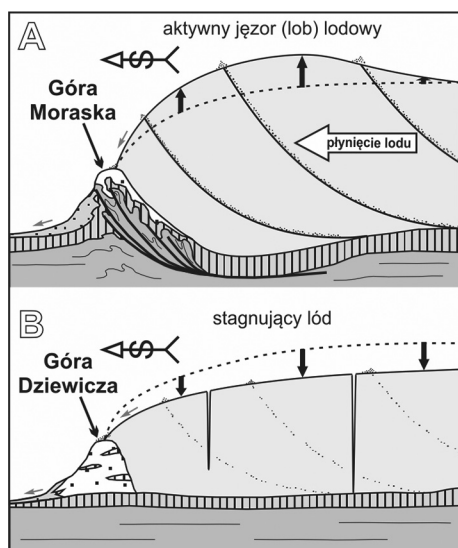
Przedstawiony przekrój geologiczny ukazuje w sposób uogólniony stratyografię i ułożenie (architekturę) osadów stropu neogenu i czwartorzędu



Ryc. 8. Schematyczny przekrój geologiczny przez Górę Moraską i Górę Dziewiczą (wg Skompskiego 1994, Pielach 2018)

Objaśnienia: linia przekrojowa AB na ryc. 7.

(ryc. 8). Na górnoneogeńskich „iłach poznańskich” zalegają szczątkowo zachowane gliny szare zaliczone do zlodowaceń starszych niż Odra, czyli południowopolskich. Z kolei największe miąższości osiągają szare gliny zlodowaceń środkowopolskich Odry i Warty (Skompski 1994). Natomiast osady zlodowacenia Wisły są reprezentowane głównie przez piaszczysto-żwirowe osady fluwioglacjalne i gliny brązowe, które nie stanowią ciągłej pokrywy, a ich miąższości wynoszą maksymalnie kilka, kilkanaście metrów (ryc. 8). Omawiany przekrój ukazuje też zupełnie różną budowę wewnętrzną najwyższych wzniesień w okolicy Poznania. Dlatego w odmienny sposób należy tłumaczyć ich genezę. Innymi słowy, Góra Moraska reprezentuje **morenę czołową z wyciśnięcia**, a Góra Dziewicza jest **moreną czołową akumulacyjną**. Różnice te można łączyć z aktywnością jeziorów (lobów) lodowych (Widera, Chomiak 2019). Prawdopodobnie w pierwszym przypadku należy mówić o aktywnym, a w drugim przypadku o stagnującym lodzie (ryc. 9).



Ryc. 9. Model ukazujący mechanizm powstawania różnych typów moren czołowych na przykładzie Góry Moraskiej i Góry Dziewiczej (wg Widera, Chomiak 2019): **A** – morena czołowa z wyciśnięcia (Góra Moraska), **B** – morena czołowa akumulacyjna (Góra Dziewicza)

Objaśnienia: w tekście i na ryc. 8.

Pomiędzy Górą Moraską i Górą Dziewiczą przebiega południkowo zorientowany „przełomowy” odcinek Warty, który jest łatwo czytelny zarówno we współczesnej rzeźbie terenu, jak i w ukształtowaniu stropu neogenu (patrz ryc. 7, 8). Wynika to z faktu, że dolina Warty na omawianym obszarze ma szerokość ok. 1,5–2 km i jest wcięta w otaczającą wysoczyznę na głębokość do 50 m, a w neogeńskie „iły poznańskie” do 20 m (ryc. 7). W obrębie tej doliny wyróżniono sześć teras, z których najwyższa wyznacza poziom sandrowy i jest nachylona ku S, natomiast pozostałe terasy są pochodzenia rzeczno o nachyleniu w kierunku N (Skompski 1994). Rozpoczęcie przepływu wód odcinkiem „przełomowym” Warty miało miejsce około 18 ka BP, a zakończyło się około

13 ka BP (Kozarski 1986). Wiekowo odpowiada to akumulacji na tzw. **III terasie bifurkacyjnej**, będącej jedną z teras rzecznych, która powstała w czasie, kiedy rzeka rozgałęziała się na dwa koryta, czyli kiedy doszło do bifurkacji. W omawianym przypadku do rozdzielenia koryt Warty doszło w okolicach Mosiny (na S od Poznania), gdzie w czasie bifurkacji część jej wód płynęła na W, a część na N, tj. w kierunku dzisiejszego Poznania.

Od początków drugiej połowy XX w. powstanie „przełomowego” odcinka doliny Warty pod Poznaniem łączono z wytopieniem dużej bryły martwego lodu, która zalegała między Górą Moraską i Górą Dziewiczą (Bartkowski 1957). Nie wyjaśniono jednak faktu, że na długości ok. 30 km, między Mosiną i Radojewem (na N od Poznania), poznański „przełom” Warty jest równoległy do strefy uskokowej Poznań–Oleśnica (patrz ryc. 1). Po prostu, strefa osiowa doliny Warty na tym odcinku jest przesunięta o około 1–2 km na E od wspomnianej strefy uskokowej (Widera 2007). Rodzą się więc co najmniej 2 pytania. Pierwsze, czy to jest przypadek? I drugie, czy powstanie „przełomowego” fragmentu Warty ma związek z plejstocенską tektoniką podłoża? Możliwe odpowiedzi na powyższe pytania zostaną przedyskutowane w terenie.

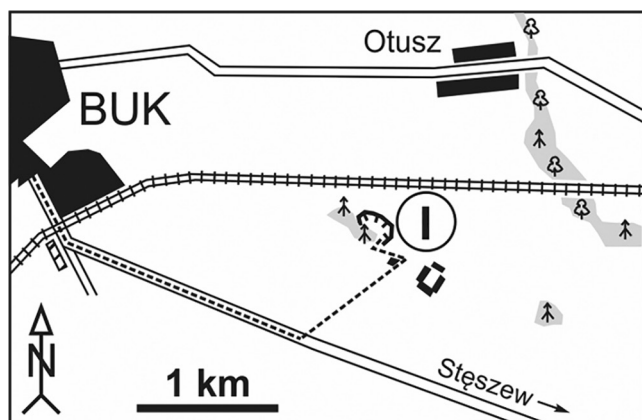
Pytania zaliczeniowe:

1. *Co wiesz o pochodzeniu i wieku jeziorzek na Górze Moraskiej?*
2. *Krótko omów wiek, budowę oraz genezę Góry Moraskiej i Góry Dziewiczej.*
3. *Co wiadomo, a czego nie na temat powstania poznańskiego „przełomu” Warty?*

1.3. Opis stanowisk na południe od Poznania

1.3.1. Stanowisko Otusz–Józefowo

Do stanowiska Otusz–Józefowo najprościej można dotrzeć z Poznania, jadąc ul. Bukowską (obok lotniska na Ławicy) do Buku, gdzie należy skręcić w kierunku Stęszewa. Po przejechaniu ok. 2 km, skręcamy w lewo, w wąską drogę asfaltową i po ok. 1 km docieramy do ujęcia gazu w Otuszu–Józefowie. Od tego miejsca, po przejściu ok. 150 m w kierunku W, docieramy do starej części piaskowni, w której znajduje się punkt obserwacyjny (ryc. 10).



Ryc. 10. Szkic lokalizacyjny stanowiska Otusz–Józefowo

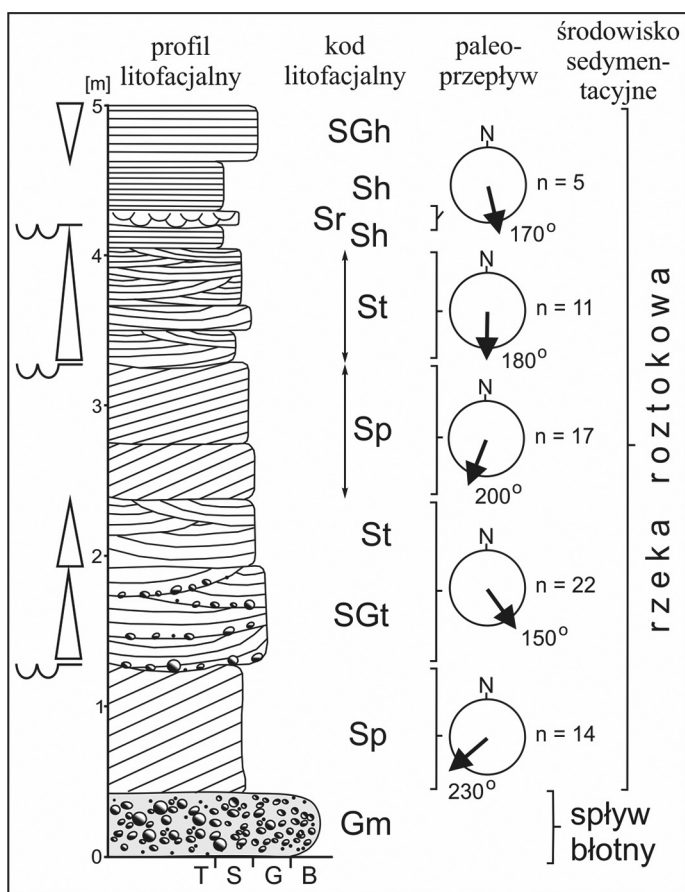
Objaśnienia: I – miejsce obserwacyjne.

We wspomnianej piaskowni wydobywane jest/było kruszywo naturalne, głównie piasek. Dzięki jego eksploatacji możliwe jest zapoznanie się z budową wewnętrzną pagórków, które ciągną się na dystansie ok. 37 km, tj. od miejscowości Młynkowo (12 km na NW od Buku, koło Dusznik) do SW brzegów Jeziora Budzyńskiego w Wielkopolskim Parku Narodowym (W część Mosiny). Pagórki te składają się na najdłuższy w Polsce i jeden z najdłuższych na całym Niżu Europejskim **Oz Bukowsko-Mosiński** (Rotnicki 1960). Z geomorfologiczno-genetycznego punktu widzenia jest on **ciągłem rynnowo-ozowym**, czyli zespołem form rzeźby terenu składającym się z rynny subglacialnej, w której występują zarówno obniżenia (czasem wypełnione wodą – jeziora), jak i towarzyszące im pagórki ozowe. Wspomniane obniżenia i pagórki mają postać wydłużonych form, których osie morfologiczne nawiązują do przebiegu rynny subglacialnej. Oz Bukowsko-Mosiński składa się z co najmniej 25 pagórków o długości od kilkuset metrów do kilku kilometrów i szerokości u podstawy od kilkudziesięciu do ponad 300 m. Natomiast ich wysokości względne najczęściej wynoszą kilka, kilkanaście metrów, a maksymalnie sięgają 41 m na E od Jeziora Tomickiego koło Mirosławek (w połowie drogi między Bukiem a Stęszewem). Najbardziej SE kraniec omawianego ozu, znajdujący się w granicach Wielkopolskiego Parku Narodowego (nad Jezioro Budzyńskim), nazywany jest „Szwedzkimi Górąmi”. Składa się na nie pięć pagórków, które powstały w średniowieczu w celach obronnych poprzez przekopanie jednego, większego pagórka ozowego.

Tabela 1. Najpowszechniej używane symbole teksturalne i strukturalne w kodowaniu litofacji

Symbole teksturalne		
Kod	Tekstura	Źródłosłów
B	głaz (> 254 mm)	<i>boulder</i>
G	żwir (2–254 mm)	<i>gravel</i>
S	piasek (0,063–2 mm)	<i>sand</i>
T	pył (0,002–0,063 mm)	<i>silt</i>
Y	ił (< 0,002 mm)	<i>clay</i>
M	muł (> 20% wag. piasku, pyłu i iłu)	<i>mud</i>
D	diamikton, glina lodowcowa	<i>diamicton</i>
C	osad organiczny, torf, węgiel	<i>organic deposit, coal</i>
Symbole strukturalne		
Kod	Struktura	Źródłosłów
m	masywna	<i>massive</i>
h	laminacja (warstwowanie) poziome, płasko-równoległe	<i>horizontal lamination (stratification)</i>
t	rynnowe warstwowanie przekątne	<i>trough cross-stratification</i>
p	płaskie warstwowanie przekątne (tabularne i klinowe)	<i>planar cross-stratification</i>
r	przekątna laminacja riplemarkowa	<i>ripple cross-lamination</i>
d	struktura zaburzona	<i>deformed</i>

Ponieważ jest to pierwszy kontakt z osadami w odsłonięciu, należy najpierw dokonać krótkiego wprowadzenia metodologicznego. Będzie ono obejmowało omówienie zasad wyróżniania **litofacji**, która jest podstawową jednostką depozycyjną, charakteryzującą się określonymi cechami litologicznymi (teksturalnymi i strukturalnymi). Litofacją jest najczęściej ławica lub warstwa. W celu ułatwienia pracy terenowej geolog, a zwłaszcza sedymentolog, używa zapisu kodowego litofacji zaproponowanego przez Mialla (1977), a następnie zmienianego i uzupełnianego przez innych badaczy (np. Zieliński 1995, Widera i in. 2019). Zasada jest zawsze ta sama, tzn. **kod litofacyjny** składa się z części teksturalnej – pisanej wielką literą, i części strukturalnej – pisanej małą literą. Żeby sprawnie posługiwać się kodem litofacyjnym, należy znać anglojęzyczny źródłosłów cech teksturalnych i strukturalnych osadu (tab. 1). Przykładowo piasek warstwowany przekątnie rynnowo w kodzie litofacyjnym należy zapisać jako St. Często jednak mamy do czynienia z litofacjami złożonymi, składającymi się z co najmniej dwóch dominujących frakcji. Wtedy używamy dwóch wielkich liter do opisu



Ryc. 11. Przykładowy profil sedymentologiczny

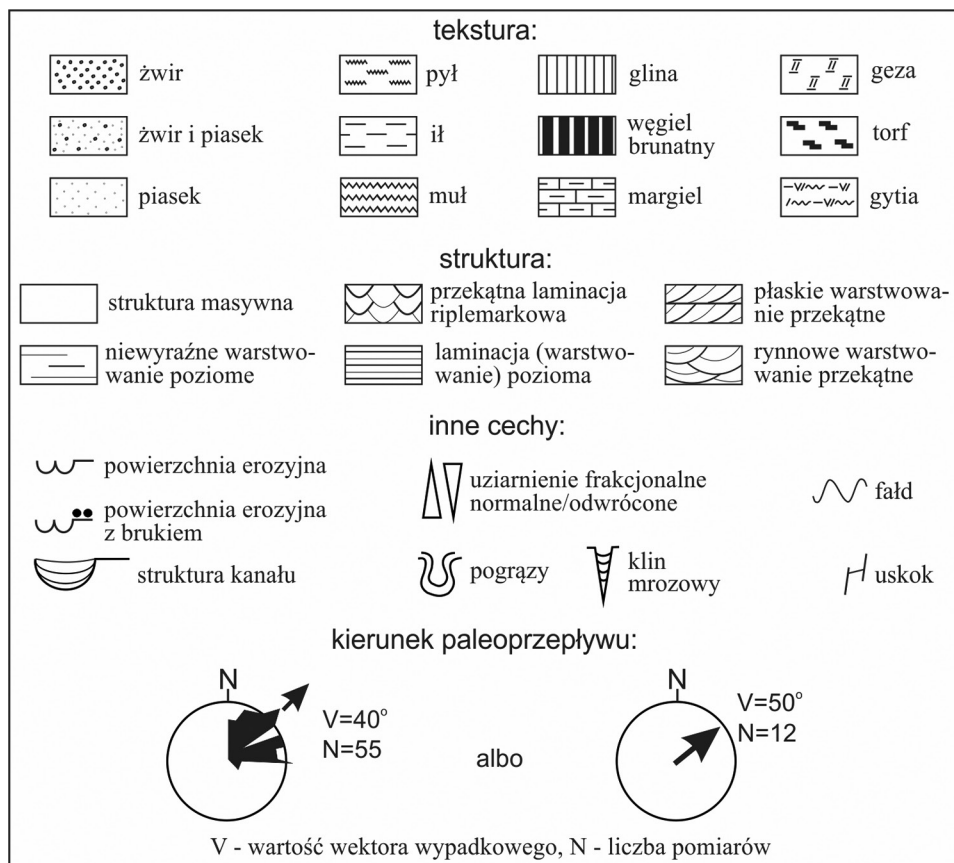
Objaśnienia: symbole kodu litofacjalnego w tabeli 1, inne objaśnienia w tekście.

tekstury i małej litery do opisu struktury, np. żwir piaszczysty o strukturze zdeformowanej w postaci kodowej będzie zapisany jako GSd (patrz tab. 1).

Graficznym obrazem obserwacji terenowych, w tym wyróżnionych litofacji i pomiarów kompasem, jest najczęściej profil sedymentologiczny. Jego zasadniczą częścią jest profil litofacjalny, w którym na osi pionowej odkładamy jednostki wysokości (np. cm, dm, m) od zera w górę. Natomiast na osi poziomej odkładamy frakcję osadów, np. pył – T, piasek – S, żwir – G, głaz – B (ryc. 11). Jeżeli w profilu dominują piaski, co się często zdarza, to należy klasę piasków podzielić na co najmniej trzy podklasy: **piasek drobnoziarnisty** (0,063–0,25 mm), **piasek średnioziarnisty** (0,25–0,5 mm) i **piasek gruboziarnisty** (0,5–2 mm). Wskazane jest każdą warstwę/litofację

wypełnić odpowiednią szrafurą, która w przybliżeniu oddaje cechy teksturalne i strukturalne osadu (rys. 12). Z lewej strony profilu można zaznaczyć inne cechy osadu, np. frakcjonalność uziarnienia, powierzchnie erozyjne, struktury deformacyjne itd. Natomiast z jego prawej strony kolejno są podawane: kod litofacji, uśrednione kierunki paleoprzepływu i interpretacja genetyczna osadu (patrz ryc. 11, 12).

W ogólnym ujęciu Oz Bukowsko-Mosiński zbudowany jest z osadów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych w jego części osiowej. Natomiast na jego stokach zalegają gliny lodowcowe i/lub piaski gliniaste, które w szczątkowej formie występują także w najwyższych częściach ozu (ryc. 13A). Dokładniejsze obserwacje pozwalają wyróżnić liczne litofacje piaszczysto-żwirowe, takie jak: Sh, St, Sr, (Shd, Std, Srd), Gt, GSt, St, STm, Sd. Z kolei litofacje



Ryc. 12. Przykładowe oznaczenia tekstury, struktury i innych cech osadu przydatne do sporządzania profili sedymentologicznych oraz szkiców odsłonięć

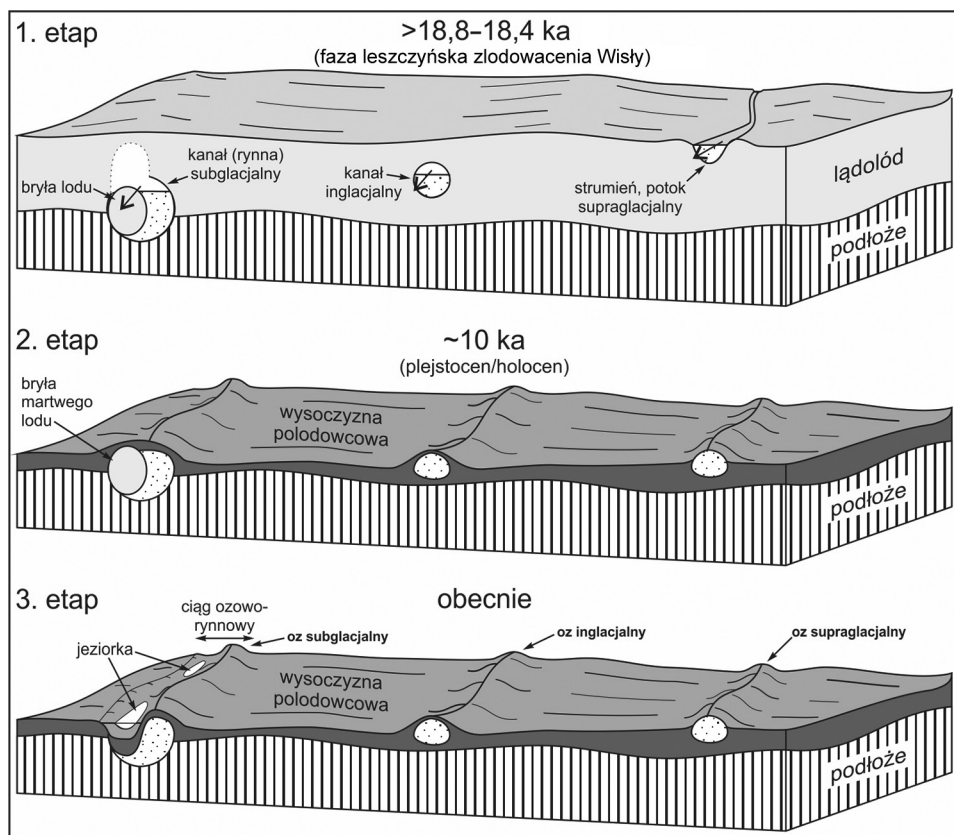
gliniaste to: Dm, SDm i GDm (ryc. 13B–D). Należy zwrócić szczególną uwagę na deformacje osadów albo w postaci prawdopodobnej szczeliny (ryc. 13C), albo w formie licznych uskoków i fałdów (ryc. 13D).



Ryc. 13. Najpowszechniej występujące litofacje w Ozie Bukowsko-Mosińskim: **A** – widok ogólny ozu w przekroju N–S, **B** – typowa sekwencja osadowa z litofacjami piaszczysto-żwirowymi w spągu i gliniastymi w stropie i na stokach, **C** – szczelina z wypełnieniem piaszczysto-gliniastym (Sd, Dd) wśród żwirowo-gliniastych (GDm) osadów ozu, **D** – drobne fałdy i uskoki w piaskach, w osiowej części ozu

Objaśnienia: symbole kodu litofacjalnego w tab. 1.

Biorąc pod uwagę zarówno cechy morfometryczne, jak i teksturalno-strukturalne i deformacyjne osadów, z których zbudowany jest Oz Bukowsko-Mosiński, można zastanowić się nad jego genezą. W tym przypadku należy przedyskutować, który z trzech podstawowych typów genetycznych on reprezentuje: sub-, in- czy supraglacialny? W sposób bardzo uogólniony mechanizmy i etapy ich formowania przedstawiono na modelu (ryc. 14). Na pierwszym etapie osady ozów (piaski i żwiry) powstają w strumieniach na powierzchni lądolodu oraz w kanałach występujących wewnątrz lub pod lądolodem. Można powiedzieć, że osady te są związane odpowiednio z wodami: supra-, in- i subglacialnymi. Drugi etap obejmuje zanik lądolodu i zaznaczenie się w rzeźbie terenu pagórków ozowych, które różnią się lub powinny się różnić następującymi cechami: wypełnieniem (lub brakiem wypełnienia)



Ryc. 14. Model powstawania różnych typów ozów (wg koncepcji autora)

Objaśnienia: w tekście.

rynny glacialnej, występowaniem (lub brakiem) równowiekowej **gliny bazalnej** podścielającej osady ozu, obecnością (lub brakiem) deformacji wewnątrz ozu i przykryciem (lub brakiem przykrycia) **gliną wytopnieniową**, zwaną też **gliną z wytopnienia**. W przypadku ozu subglacialnego na trzecim etapie mogło dojść do wytopnienia bryły lodu martwego, która oberwała się ze stropu kanału subglacialnego (tj. ze spągu lądolodu) i ugrzęzła w części rynny subglacialnej. Taki był prawdopodobnie mechanizm powstania ciągu rynnowo-ozowego Ozu Bukowsko-Mosińskiego (ryc. 14).

Pytania zaliczeniowe:

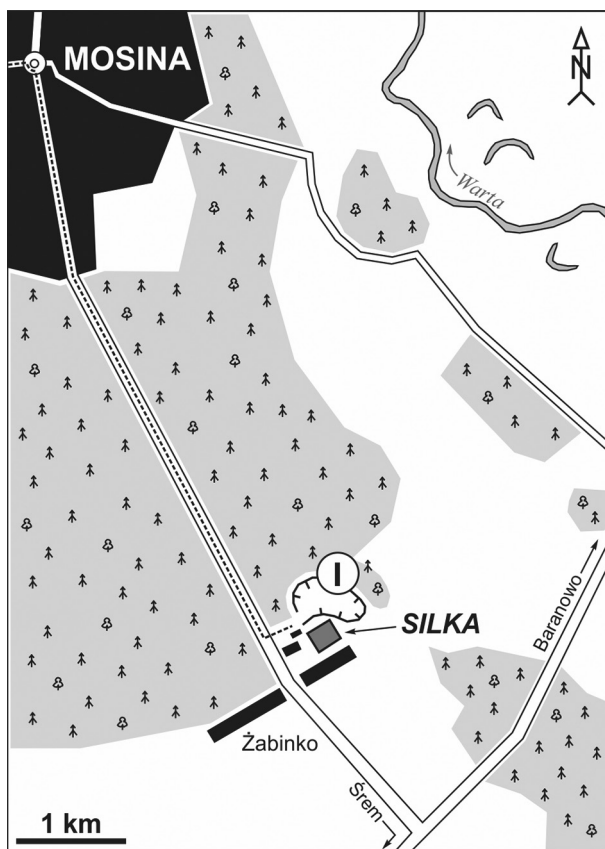
- 1. Podaj wiek i najważniejsze cechy morfometryczne Ozu Bukowsko-Mosińskiego.*
- 2. Wymień podobieństwa i różnice między głównymi typami genetycznymi ozów.*
- 3. Na przykładzie Ozu Bukowsko-Mosińskiego krótko omów powstawanie ciągu rynnowo-ozowego.*

1.3.2. Stanowisko Żabinko

Od stanowiska Otusz–Józefowo do stanowiska Żabinko należy jechać przez Stęszew do Mosiny, a następnie skręcić w kierunku Śremu. Po przejechaniu ok. 6,2 km od centrum Mosiny, 300 m przed miejscowością Żabinko (tuż za lasem), trzeba skręcić w lewo, w lokalną drogę, która prowadzi do zakładu Silka (ryc. 15).

Zakład Silka w Żabinku należy do firmy Xella Polska Sp. z o.o., która zajmuje się produkcją materiałów budowlanych. W tym przypadku chodzi o **wyroby silikatowe** (cegły i pustaki), do których wytworzenia używa się piasku kwarcowego, wapna i wody. Technologia ich wyrobu wymaga czystego surowca, tj. dobrze wysortowanego piasku, bez domieszek żwiru, pyłu i organiki. Piasek eksploatowany w piaskowni w Żabinku dość dobrze spełnia te wymagania. Bardzo dobrymi parametrami cechują się zwłaszcza osady w górnej części wyrobiska – **piaski eoliczne**, a nieco gorszymi te z dolnej części piaskowni – **piaski rzeczne**.

W przypadku piasków eolicznych (wydmowych) długotrwała redepozycja wiatrowa spowodowała ich dobre wysortowanie. Warto dodać, że w środowisku eolicznym, obok plażowego, powstają najlepiej wysortowane osady.



Ryc. 15. Szkic lokalizacyjny stanowiska Żabinko

Objaśnienia: I – miejsce obserwacyjne.

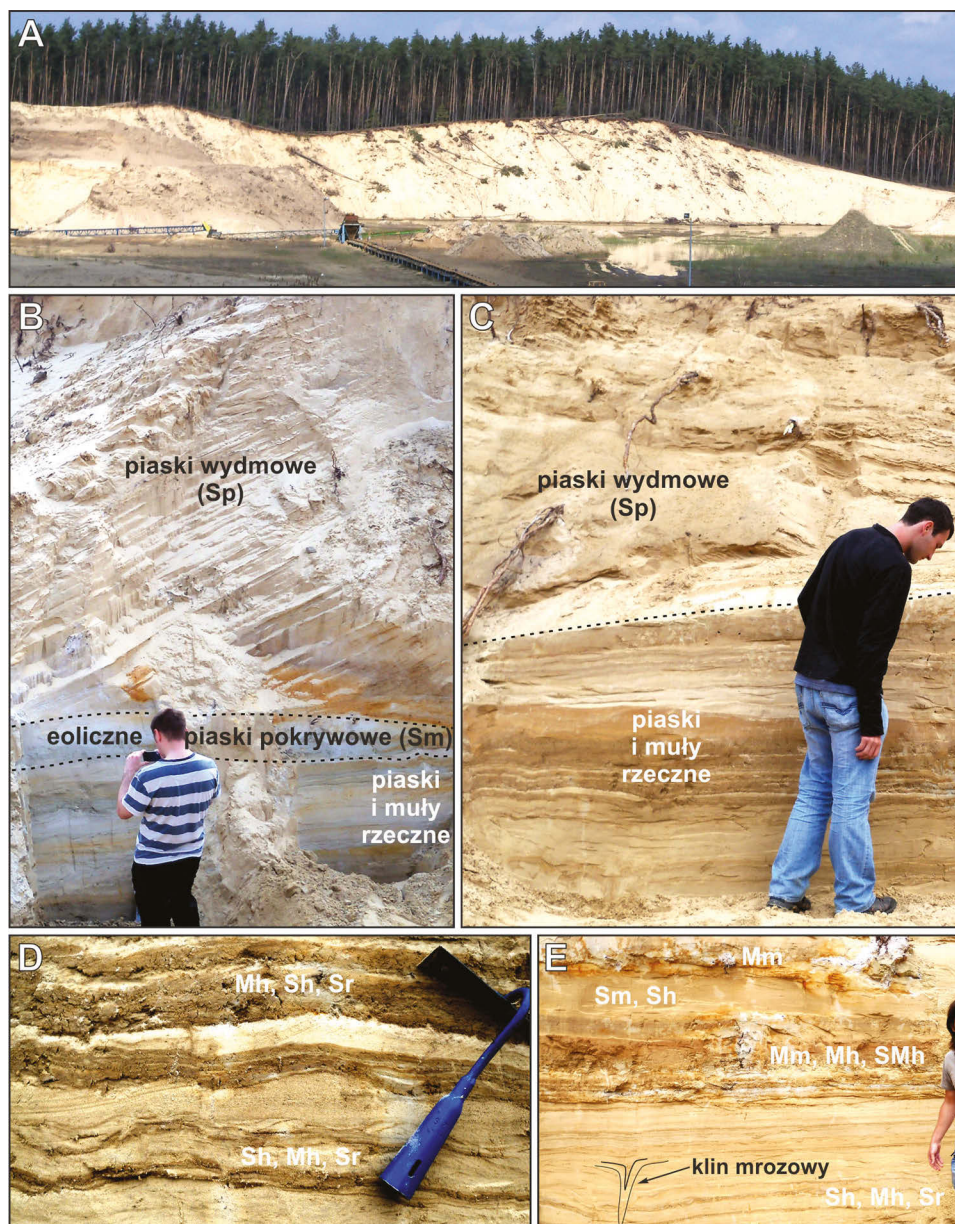
Natomiast piaski rzeczne (pradolinne) wzbogacone są w pojedyncze ziarna żwiru, a przede wszystkim w muł, który jest bardzo niekorzystny w procesie produkcji wyrobów silikatowych.

Stanowisko Żabinko leży na III terasie doliny Warty, sięgającej do 7 m ponad poziom rzeki. Jest to najbardziej rozległa terasa w okolicy, gdyż rozciąga się ona na szerokości około 10 km, aż po NW krańce Mosiny. Na podstawie analizy zdjęć lotniczych i map topograficznych można stwierdzić charakterystyczną morfologię III terasy. Na jej powierzchni zauważalne są szerokie obniżenia, będące zapisem dawnych koryt rzecznych, a ponadto widać „łukowate” wzniesienia z ramionami skierowanymi na W, które są **wydmami parabolicznymi** (Widera red. 2009). Wspomniane koryta łączą się i rozdzielają oraz cechują się niewielką krętością. Są one zapisem potężnego

systemu koryt roztokowych, które akumulowały osady III terasy (Antczak 1986). System rzeczny zasilany był wodami topnieniowymi w czasie wycofywania się czoła lądolodu skandynawskiego fazy leszczyńskiej i poznańskiej zlodowacenia Wisły. Ta ogromna rzeka transportowała bardzo duże ilości osadów, zwłaszcza w czasie częstych wezbrań. W warunkach przeciążenia przepływu transportowanym materiałem pra-Warta przyjęła postać wielokorytowego systemu roztokowego. Początkowo jej wody płynęły na W, czyli **Pradolina Warszawsko-Berlińską**, a następnie także na N, tj. „przełomowym” odcinkiem doliny Warty. Proces rozdzielania kierunku płynięcia wód pradolinnych między Żabinkiem i Mosiną, tj. bifurkacji, rozpoczął się po ok. 18 ka BP, czyli po ustąpieniu lądolodu z linii poznańskich moren czołowych (Góra Moraska i Góra Dziewicza). W tym czasie były też deponowane osady III terasy, stąd jest ona nazywana **terasą bifurkacyjną** (Kozarski, Tobolski red. 1981, Antczak 1986).

Przeważającą, górną część odsłonięcia stanowią piaski eoliczne, gdyż rozcięta została tu jedna z największych wydym w okolicy (ryc. 13A). Zbudowana jest ona z piasków drobno- i średnioziarnistych, o charakterystycznym wielkoskalowym warstwowaniu przekątnym płaskim – litofacja Sp, gdzie laminy zapadają w jednym kierunku (w azymucie ok. 100°) pod kątem do około 30°. Miąższość tej litofacji sięga od kilku do kilkunastu metrów, czyli w przybliżeniu tyle, ile wynosi wysokość wydmy. W niektórych miejscach litofacja Sp jest podścielona piaskami (drobne i średnie) pokryw eolicznych o grubości do 0,5 m i cechujących się przeważnie strukturą masywną – litofacja Sm (ryc. 16B). Są one też warstwowane horyzontalnie, co dowodzi ich akumulacji na płaskiej powierzchni, tj. na terasie rzecznej (Antczak-Górka, Nowaczyk 2000).

W spągu osadów eolicznych zalegają piaszczysto-mułowe aluwia Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej, a dokładniej III terasy, czyli bifurkacyjnej. Różnią się one od wyżej zalegających osadów zarówno teksturalnie, jak i strukturalnie. Jest to „przekładaniec” naprzemianległych lamin/warstw piasków różnoziarnistych, czasami wzbogaconych w ziarna żwiru, i mułów. Charakterystyczny dla tych osadów rzecznych jest tzw. pokrój taflowy, gdzie spąg i strop warstw jest zbliżony do równoległego na dystansie co najmniej kilkudziesięciu metrów (ryc. 16B–C). Ponadto wewnątrz tych warstw można zaobserwować rozmycia erozyjne lub warstwowania małoskalowe, np. riplemarkowe (litofacja Sr) oraz szczeliny i kliny mrozowe (ryc. 16D–E). Struktury



Ryc. 16. Różne genetycznie osady odsłaniające się w stanowisku Żabinko: **A** – widok ogólny odsłonięcia w przekroju W–E, **B, C** – sekwencja osadów rzecznych (pradolinnych) w spągu i eolicznych (wydmowych) w stropie, **D, E** – typowe dla osadów pradolinnych litofacje piaszczyste (Sh, Sm, Sr), mułowe (Mm, Mh) i piaszczysto-mułowe (SMh), zwróć uwagę na obecność klina mrozowego (ryc. 16E)

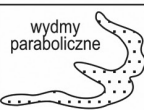
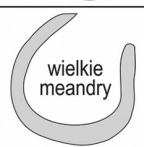
Objaśnienia: symbole kodu litofacjalnego w tab. 1, inne objaśnienia w tekście.

mrozowe dowodzą, że akumulacja omawianych aluwii pradolinnych zachodziła w **strefie peryglacjalnej**, czyli na obszarze rozciągającym się na szerokość kilkuset kilometrów przed czołem lądolodu. Panowały tam warunki klimatu polarnego, a grunt był zamrożony. Bliżej czoła lądolodu istniała wieloletnia marzłota, gdzie cała powierzchnia terenu była zamrożona do głębokości kilkudziesięciu metrów – tzw. pustynia polarna. Bardziej na zewnątrz, gdzie klimat nie był tak surowy, występowała strefa marzłoty sezonowej. W lecie grunt rozmarzał lokalnie, a powierzchnię terenu pokrywała skąpa roślinność tundrowa. W strefie peryglacjalnej powstawały charakterystyczne osady (less), formy terenu (np. pingo) i struktury deformacyjne (np. szczeliny i kliny mrozowe).

Stanowisko Żabinko, włączając jego otoczenie, jest najważniejsze w dolinie Warty. Na podstawie wielokierunkowych badań (geomorfologicznych, sedimentologicznych, palinologicznych, stratygraficznych itd.) udało się udokumentować zmiany w paleohydrologicznym rozwoju doliny Warty w późnym vistulianie (złodowacenie Wisły) i holocenie (ryc. 17, Kozarski, Tobolski red. 1981, Antczak 1986, Kozarski i in. 1988). Na obszarze badań zarówno osady pradolinne, jak i wydmy są często przewarstwione osadami organicznymi (torfy, muły i piaski z organiką), co umożliwiło zastosowanie tzw. **metody radiowęglowej**, która jest obecnie najpospolitszym sposobem datowania osadów górnego czwartorzędu. Radioaktywny izotop węgla ^{14}C , wyłączony z obiegu w przyrodzie poprzez jego pogrzebanie w osadzie, ulega stopniowemu rozpadowi. Tempo rozpadu połowicznego ^{14}C wyliczone zostało przez fizyków na ok. 5,73 tys. lat i stało się swoistym „zegarem” wieku geologicznego. Izotop węgla ^{14}C występuje we wszystkich szczątkach roślinnych i zwierzęcych, dlatego doskonale nadaje się do określania wieku osadów organogenicznych nie starszych niż 50 ka BP. Najważniejsze wyniki badań uzyskane przez wymienionych badaczy można podsumować następująco:

- w późnym plenivistulianie (tj. w pełni złodowacenia Wisły, czyli w stadium głównym) i najstarszym dryasie rozwijały się koryta roztokowe na III terasie bifurkacyjnej;
- w późnym vistulianie (późny glacjał), od böllingu do młodszego dryasu, rzeka zmieniła się w meandrującą, z wielkimi meandrami na II terasie przejściowej;
- holocen to kontynuacja meandrowania Warty, ale z małymi meandrami na I terasie zalewowej (ryc. 17).

Na koniec warto dodać, że procesy eoliczne najintensywniej zachodziły w dwóch młodszych, chłodnych okresach późnego glacjału, tj. w starszym i młodszym dryasie. W pierwszym z nich powstały duże wydmy paraboliczne, a w drugim podlegały one intensywnemu przemodelowaniu. Natomiast bifurkacja pra-Warty i akumulacja rzeczna na III terasie bifurkacyjnej zakończyły się ok. 12–13 ka BP (ryc. 17).

wiek ^{14}C (w tys. lat BP)		terasa (wysokość)	morfologia	litologia	kierunek przepływu	środowisko
holocen 0-10 ka		terasa I zalewowa (ok. 2 m)		piaski, mady i torfy rzeczne		rzeka meandrująca, klimat umiarkowany (zwarłe lasy mieszane)
złodo w a c i e W i s t y	późny glacjał	młodszy dryas 10-11 ka	intensywne przemodelowanie wydm	piaski, mady, torfy rzeczne		klimat półsuchy, zimny, silne wiatry z zachodu
		alleröd 11-11,8 ka	stabilizacja wydm	gleba		wzrost wilgotności klimatu, lasy brzoźowo-sosnowe, później sosnowo-brzoźowe
		starszy dryas 11,8-12 ka		piaski eoliczne wydm		suchy klimat peryglacjalny, silne wiatry z zachodu
		bölling 12-13 ka		piaski rzeczne, torfy i gytie w starorzeczach		wielka rzeka meandrująca, klimat peryglacjalny (tundra parkowa), zanik odpływu pradoliny na W, cały przepływ rzeczny „przełomem” poznańskim na N, w kierunku Poznania
	stadiał główny	najstarszy dryas 13-14 ka		piaski i żwiry rzeczne		wielka rzeka rozłokowa, surowy klimat peryglacjalny (pustynia polarna), początkowo odpływ pradoliny na W, potem bifurkacja odpływu (pradolina na W i „przełomem” poznańskim na N, w kierunku Poznania)
		14-18 ka				

Ryc. 17. Następstwo procesów kształtujących morfologię i litologię doliny Warty w okolicach Żabinka i Baranowa (wg Kozarskiego, Tobolskiego red. 1981, Antczak 1986, Kozarskiego i in. 1988, zmienione)

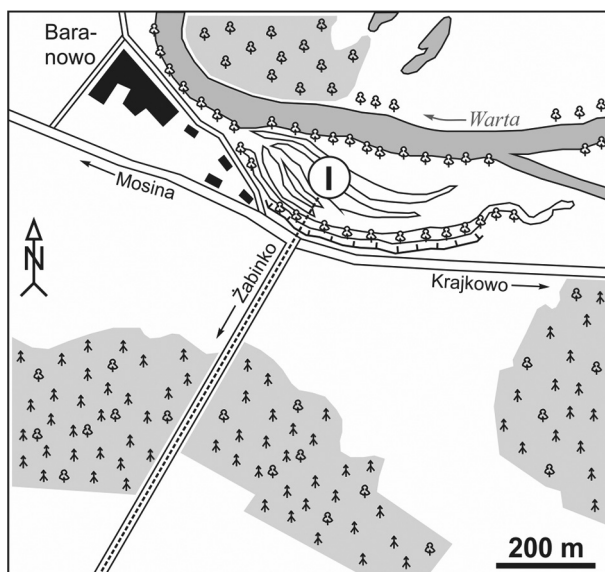
Pytania zaliczeniowe:

1. Porównaj cechy teksturalne i strukturalne osadów wydmowych i pradolinnych na przykładzie osadów w stanowisku Żabinko.
2. Krótko zdefiniuj strefę peryglacjalną i metodę radiowęglową.
3. Omów rozwój morfologiczny okolic Żabinka (i Baranowa) po ustąpieniu ostatniego lądolodu skandynawskiego z tego obszaru.

1.3.3. Stanowisko Baranowo

Stanowisko Baranowo znajduje się ok. 5 km od stanowiska Żabinko (ryc. 15, 18). Najpierw należy kierować się na Śrem, a ok. 1 km za Żabinkiem, we wsi Żabno (przy boisku piłkarskim), trzeba skrócić w lewo na Baranowo. Po przebyciu niespełna 4 km dotrzemy do drogi Krajkowo–Mosina, gdzie po jej N stronie w dolinie Warty znajduje się punkt obserwacyjny (ryc. 18).

Schodząc z II terasy przejściowej (zajętej przez pola uprawne), znajdziemy się na terasie I zalewowej, która jest najniższą i najmłodszą terasą rzeczną Warty. Różnica wysokości między tymi terasami wynosi 3–4 m. Ponieważ terasa I jest co najmniej raz w roku zalewana wodami powodziowymi, a poziom wód gruntowych znajduje się płytko, jest ona wykorzystywana wyłącznie jako łąki. Na powierzchni I terasy dobrze widoczne są łukowato wygięte wały i obniżenia (ryc. 19). Najogólniej rzecz ujmując, obserwowana terasa zalewowa zbudowana jest z osadów drobnoziarnistych, takich jak: piaski, piaski mułowe, muły (mady) oraz torfy. Są to osady zarówno facji korytowej, jak i pozakorytowej **rzeki meandrującej**, będącej według Zielińskiego (2014) najbardziej naturalnym układem koryta, do którego dążą wszystkie systemy rzeczne. Innymi słowy, rzeki roztokowe i anastomozujące są systemami przejściowymi, które z czasem przechodzą do meandrującego układu

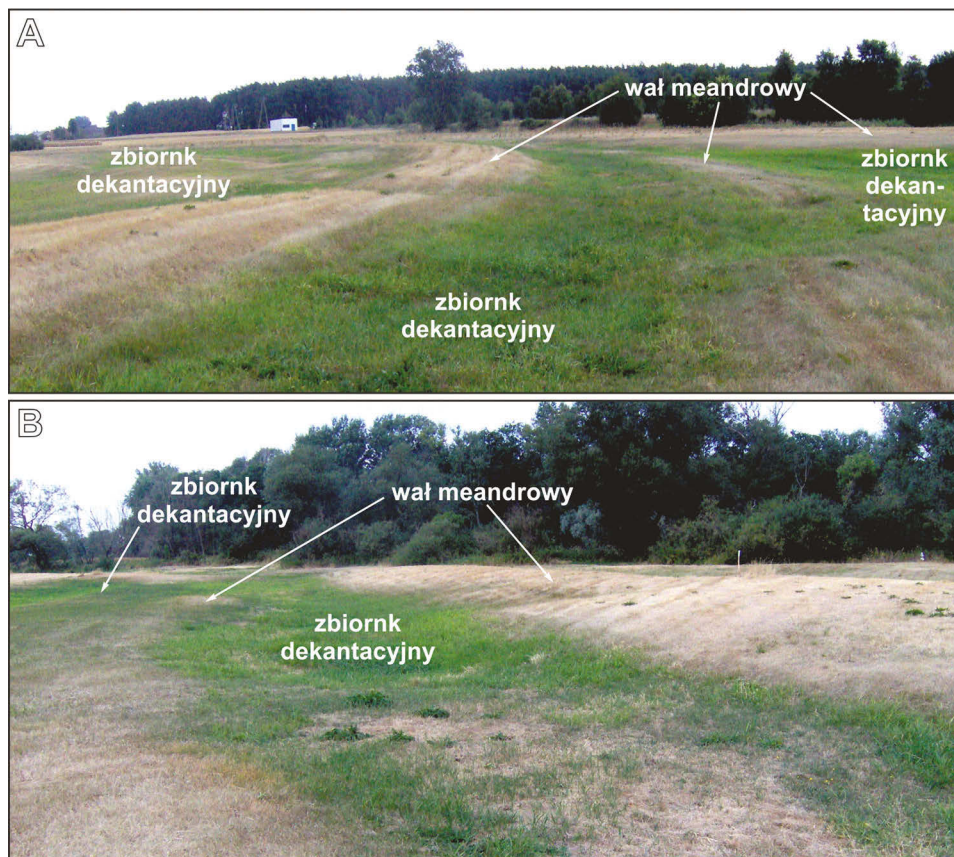


Ryc. 18. Szkic lokalizacyjny stanowiska Żabinko

Objaśnienia: I – miejsce obserwacyjne, patrz ryc. 15.

koryta. Koryto obecnej Warty jest częściowo uregulowane, stąd jego krętość, a przez to wielkość meandrów, jest niewielka. Jednak wcześniej, np. w późnym glacie (bölling, 12–13 ka BP), meandry pra-Warty znajdujące się na terasie II przejściowej były co najmniej dwa razy większe (patrz ryc. 17, Kozarski, Tobolski red. 1981). Ich kształt i rozmiary można określić wyłącznie na podstawie analizy zdjęć lotniczych lub map topograficznych.

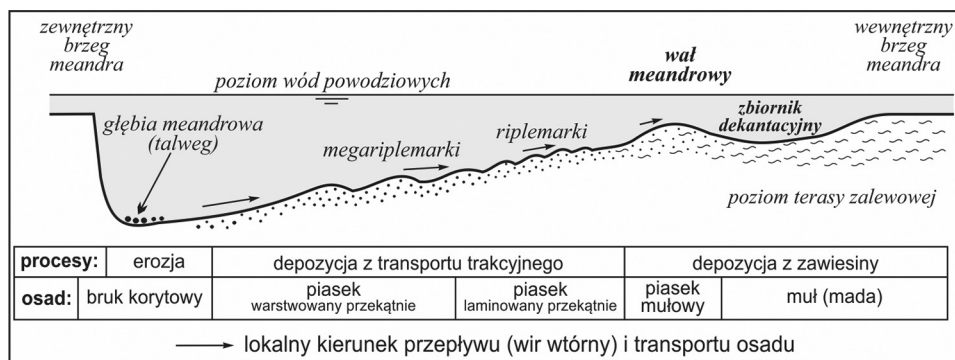
Morfologia I terasy zalewowej w Baranowie jest łatwo czytelna, gdyż składa się z łukowato ułożonych wzniesień (**wałów meandrowych**) i obniżień (**zbiorników dekantacyjnych**) o różnicach wysokości do 1,5 m (ryc. 19). Formy te ułożone są równoległe do siebie i nawiązują kształtem do zakola Warty, które w tym miejscu wygięte jest w kierunku S. Obserwowana terasa, wraz z formami na jej powierzchni, powstała w wyniku stopniowego



Ryc. 19. Ogólny widok łukowato wygiętych wałów meandrowych i zbiorników dekantacyjnych na I terasie zalewowej w stanowisku Baranowo

przesuwania się na S zakola rzecznego. W efekcie tej migracji koryto meandry znalazło się bezpośrednio pod dzisiejszym zboczem terasy II. Wyraźnie widać, że właśnie u podstawy tego zbocza znajduje się najgłębsze i najszersze obniżenie, które okresowo wypełnione jest wodą. Jednak następna duża powódź spowodowała, że doszło do **awulsji**, czyli przerzucenia nurtu rzecznego w inną strefę doliny, a terasa zalewowa (I) wraz z terasą wyższą (II) utworzyła system terasowy.

Wewnętrzne brzegi zakoli składają się z osadów kolejnych generacji odsypów meandrowych. Na powierzchni terenu zaznaczają się one w postaci łukowato wygiętych wałów meandrowych (ryc. 19). Przepływ rzeczny w zakolach o dużej krzywiznie (meandrach) eroduje włącznie i bocznie. Prowadzi to do powstania **głębi meandrowej** przy zewnętrznym brzegu meandry i jego przesuwania się na zewnątrz (ryc. 20) – w przypadku stanowiska Baranowo w kierunku S. Z drugiej strony, krętość meandry wymusza powstanie drugorzędного prądu, który działa ukośnie do głównego kierunku przepływu i jest odpowiedzialny za powstanie wału meandrowego. W ten sposób osad transportowany jest od głębi meandrowej ku wewnętrznemu brzegowi zakola, gdzie prędkość prądu drugorzędного stopniowo się zmniejsza. Dlatego w najgłębszych częściach koryta deponowany jest piasek w formie megariplemarków, a w jego płytszych częściach w postaci riplemarków (ryc. 20). Wreszcie, tuż przy brzegu wewnętrznym zakola (meandry), prędkość wody jest na tyle mała, że zachodzi tam już tylko transport drobnopiaszczystej i pylastej. Jej akumulacja w tej strefie prowadzi do formowania się wału meandrowego. Natomiast dalej, za tym



Ryc. 20. Schemat ukazujący powstawanie osadów i form dna oraz procesów zachodzących w zakolu (meandrze) rzeki meandrującej (wg Zielińskiego w: Widera red. 2009)

wałem, woda już nie płynie, tylko stoi, tworząc **zbiornik dekantacyjny** (ryc. 19, 20), w którym zawiesina oddziela się od wody poprzez powolne, grawitacyjne opadanie cząstek mineralnych na dno. Powstaje wtedy dobrze rozfrakcjonowany osad, od piasku drobnego po il, który razem tworzy muł – co najmniej 20% wag. frakcji piaskowej, pyłowej i ilowej. W czasie każdej kolejnej dużej powodzi koryto przesuwają się i akumulowana jest nowa generacja odsypu meandrowego. Powstaje wtedy następny wał meandrowy i zbiornik dekantacyjny między tym wałem a wałem z poprzedniej powodzi. W ten sposób formują się całe zespoły łukowato wygiętych wałów i obniżień o tej samej orientacji (Antczak 1978, Zieliński 1998, 2014). Należy też pamiętać o innych charakterystycznych formach występujących na terasach rzeki meandrującej, tj. o starorzeczach, które często wypełnione są kilkumetrową nawet warstwą torfu. Przekształcenie morfologii koryt (meandrów) Warty w okolicy Baranowa w późnym glacie i holocenie, w kontekście zmian klimatycznych, przedstawiono na rycinie 17.

Pytania zaliczeniowe:

1. Zdefiniuj rzekę meandrującą i zbiornik dekantacyjny.
2. Wymień i krótko omów litologię co najmniej trzech form rzeźby występujących na I terasie zalewowej w stanowisku Baranowo.
3. Jakie formy dna i w której części koryta rzeki meandrującej powstają?

2. Okolice Turku i Konina

Wschodnia Wielkopolska, obejmująca m.in. okolice Turku i Konina, wydaje się jednym z najlepszych obszarów na Nizinach Polskich do zapoznania się z geologią kenozoiku i geomorfologią. Wynika to z prostego faktu, że występują tam odkrywki węgla brunatnego. Z tego względu do bezpośrednich obserwacji dostępne są odsłonięcia o wysokości ścian do kilkudziesięciu metrów i długości liczonej w kilometrach. Natomiast wiekowo są to osady od późnokredowych do holocenów. Z drugiej strony, między Turkiem a Koninem przebiega linia maksymalnego zasięgu zlodowacenia Wisły – moreny czołowe fazy leszczyńskiej i poznańskiej łączą się koło Konina (patrz ryc. 5). Dlatego możliwe jest porównanie rzeźby staroglacjalnej (okolice Turku) i młodoglacjalnej (okolice Konina). Zanim jednak opisane zostaną stanowiska obserwacyjne, krótko scharakteryzować należy budowę podłoża podkenozoicznego, w tym stropu mezozoiku, oraz litostratygię kenozoiku we wschodniej Wielkopolsce.

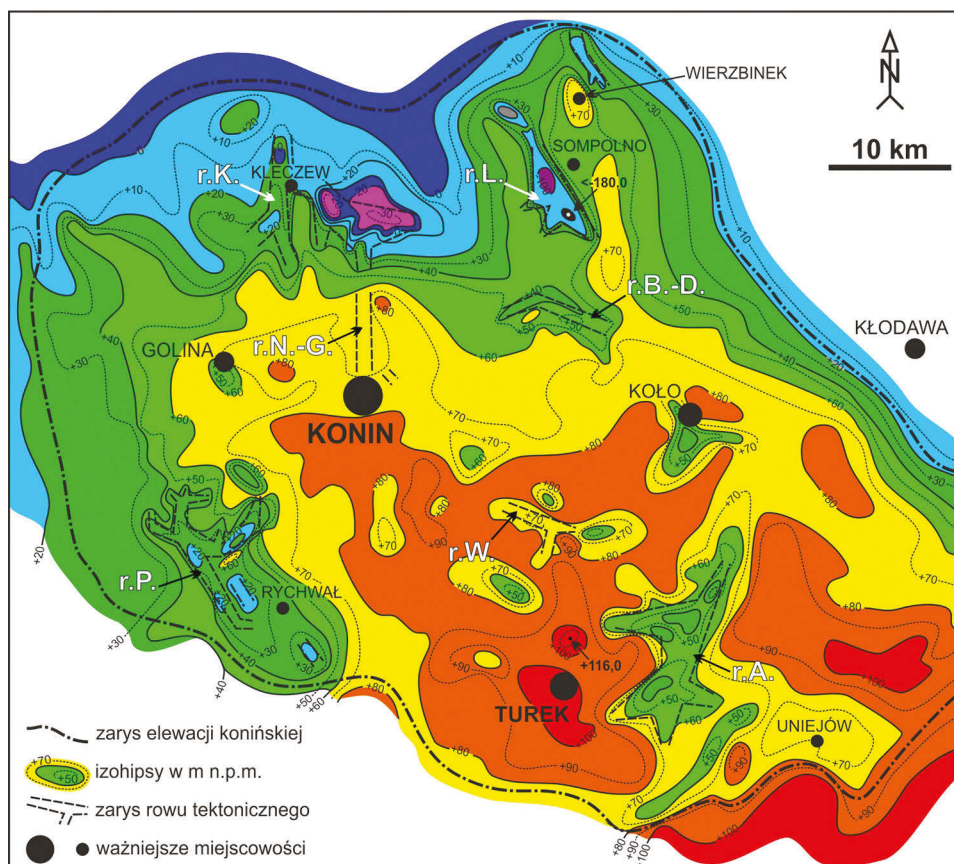
2.1. Wprowadzenie w geologię podłoża

2.1.1. Geologia podłoża podkenozoicznego

Okolice Turku i Konina zlokalizowane są na obszarze **synklinorium szczecińsko-miechowskiego** (jednostka tektoniczna Polski pierwszego rzędu), w jego środkowej części zwanej **segmentem mogileńsko-lódzkim** (jednostka drugiego rzędu) (Żelaźniewicz i in. 2011). Z kolei w centrum tego segmentu wyróżnia się jednostkę trzeciego rzędu, tj. **elewację konińską**, która jest paleoformą o względnie wysoko wyniesionych skałach stropu mezozoiku w strefie osiowej w stosunku do otoczenia w wyniku procesów tektonicznych, a ściślej halotektonicznych – tektoniki solnej. Paleopowierzchnia

mezozoiczna cechuje się deniwelacjami sięgającymi blisko 300 m, tj. od 116 m n.p.m. w okolicy Turku do < 180 m p.p.m. w okolicy Sompolna (ryc. 21, Wiedera 1998). W stropie elewacji konińskiej można łatwo dostrzec co najmniej kilka paleobniżeń, o głębokości od kilkudziesięciu do > 240 m. Są to **rowy tektoniczne**, wypełnione złożami węgla brunatnego, czyli można je określić jako jednostki czwartego rzędu w podziale tektonicznym Polski. Wśród nich są to następujące rowy: Adamowa, Władysławowa, Piasków, Bilczewa–Drzewiec, Niesłusza–Gosławic, Kleczewa i Lubstowa (ryc. 21).

Stop mezozoiku elewacji konińskiej zbudowany jest ze skał różnych pięter kredy, w tym przede wszystkim ze skał dolnego mastrychtu (Pożaryski



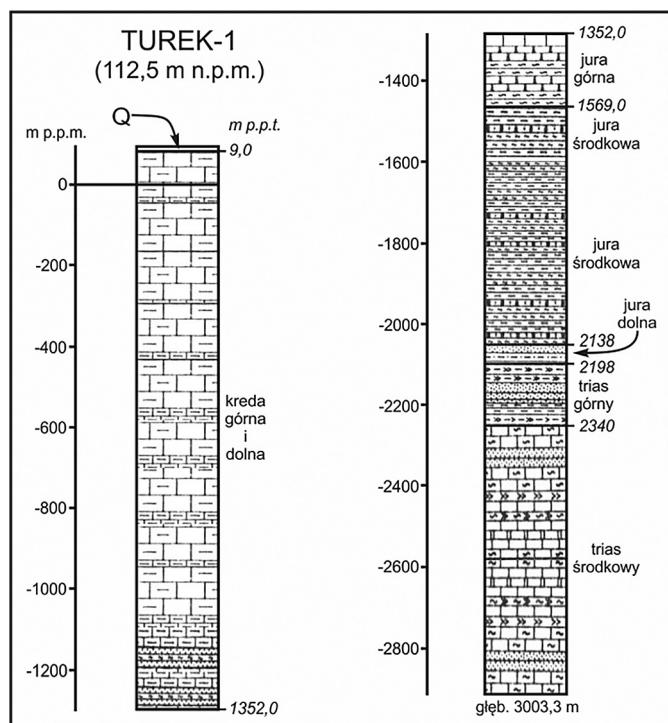
Ryc. 21. Ukształtowanie stropu mezozoiku elewacji konińskiej z rowami tektonicznymi na jej powierzchni (wg Wiedery 1998, zmienione)

Objaśnienia: r.A. – rów Adamowa, r.W. – rów Władysławowa, r.P. – rów Piasków, r.B.-D. – rów Bilczewa–Drzewiec, r.N.-G. – rów Niesłusza–Gosławic, r.K. – rów Kleczewa, r.L. – rów Lubstowa.

1952, Dadlez i in. red. 2000). Należy dodać, że przez E część omawianego obszaru przebiega **strefa uskokuwa Gopło–Ponętów–Pabianice**, wyznaczona m.in. przez diapiry solne Gopła, Ponętowa i Wartkowic. To właśnie na SE skłonie struktury solnej Gopła znajduje się rów Lubstowa (ryc. 21)

Podłoże podkenozoiczne w okolicach Turku i Konina zostanie krótko scharakteryzowane na podstawie jednego z najgłębszych w tym rejonie otworów **Turek-1** (ryc. 22). Został on wykonany w Turku, po W stronie obecnego ronda Mikołajczyka (szer. geogr. $52^{\circ}01'18,14''$, dł. geogr. $168^{\circ}31'03,24''$), a jego wiercenie zakończono w 1959 r. Otwór Turek-1 usytuowano na rzędnych terenu 112,50 m n.p.m. i osiągnął głębokość 3003,3 m. Na kenozoik (czwartorzęd) przypada tylko 9 m, zaś najstarsze nawiercone osady to trias środkowy – stropowe partie wapienia muszlowego (ryc. 22).

Na podstawie danych z innych otworów oraz przekrojów geofizycznych wiadomo, że podpermskie podłoże elewacji znajduje się na głębokości ok. 6 km. Natomiast skały permskie, wykształcone w charakterystycznych



Ryc. 22. Uproszczony profil otworu Turek-1 (wg bazy danych PIG, zmienione)

Objaśnienia: jak na ryc. 2 i w tekście.

cyklotemach, mają miąższość od < 1 km do > 2 km w strukturach solnych, np. poduszkach i diapirach solnych: Turku, Konina, Gopła, Ponętowa i innych (Widera 1998). Skały triasu, jury i dolnej kredy w otworze Turek-1 są wykształcone podobnie miąższościowo i litologicznie jak w otworze Poznań GN-1. Dlatego litologia i geneza tych osadów nie będzie powtarzana w tym miejscu (patrz rozdz. 1.1.1). Natomiast wielkie różnice są łatwo zauważalne w znacznie większej grubości kredy górnej w okolicach Turku (1251 m) i Konina oraz niewielkiej grubości i ograniczonej kompletności stratygraficznej kenozoiku (czasami brak paleogenu i neogenu – otwór Turek-1) w odniesieniu do okolic Poznania – otwór Poznań GN-1 (porównaj ryc. 2 i 22).

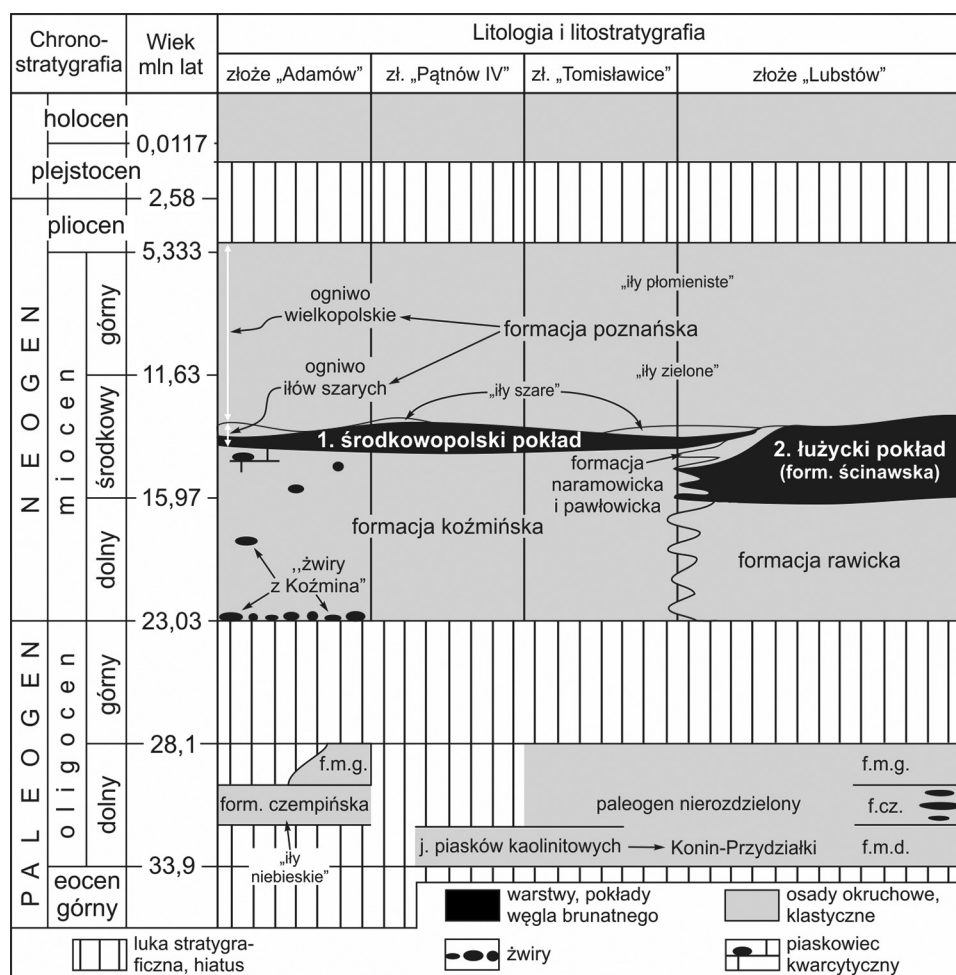
W późnej kredzie miały miejsce najintensywniejsze ruchy tektoniczne na Niżu Polskim, które uformowały antyklorium śródpolskie i synklinoria po jego NE (kościerzyńsko-puławskie) i SW stronie (szczecińsko-miechowskie) (Żelaźniewicz i in. 2011). Natomiast w kenozoiku dochodziło do formowania elewacji konińskiej, z rowami tektonicznymi na jej powierzchni, poprzez względnie wysokie wyniesienie stropu mezozoiku (do > 60 – 100 m n.p.m.) w jej osiowej strefie (patrz ryc. 21). W efekcie już w paleogenie i neogenie osady tego wieku miały mniejszą grubość niż na obszarach otaczających, w tym w okolicach Poznania. Ponadto wysoko wyniesione osady paleogeńsko-neogeńskie, i w większości czwartorzędowe, zostały łatwo zerodowane w plejstocenie przez kolejne lądolody zlodowaceń skandynawskich (Widera 1998). Litologia i stratygrafia skał stropu mezozoiku elewacji konińskiej zostanie dokładniej przedyskutowana w dalszej części przewodnika, przy omawianiu stanowiska Adamów.

Pytania zaliczeniowe:

1. *Zdefiniuj elewację konińską i omów jej położenie na tle jednostek tektonicznych Polski.*
2. *Wymień strefy uskokowe i rowy tektoniczne występujące na obszarze elewacji konińskiej.*
3. *Krótko porównaj budowę geologiczną podłoża podkenozoicznego w okolicach Poznania (otwór Poznań GN-1) i Turku–Konina (otwór Turek-1).*

2.1.2. Litostratygrafia kenozoiku

Podobnie jak w okolicy Poznania, także w otoczeniu Turku i Konina paleocen i eocen obejmuje luka stratygraficzna, czyli hiatus. Na tym obszarze paleogen jest najczęściej nierozdzielony. Sporadycznie można wyróżnić formacje mosińską dolną, czempińską i mosińską górną. Ponadto w okolicy Turku wydzielono, ze względu na unikatowość, paleogeńskie tzw. „iły niebieskie” i „żwiry z Koźmina” (Dobosz, Widera 2008, Widera 2010). Na-



Ryc. 23. Schemat litostratygraficzny paleogenu i neogenu okolic Turku i Konina (wg Widery 2007, 2021)

Objaśnienia: form. – formacja, f.m.d. – formacja mosińska dolna, f.m.g. – formacja czempińska, f.m.g. – formacja mosińska górna, inne objaśnienia jak na ryc. 3.

tomiast w okolicy Konina wydzielono, także ze względu na jej unikatowość, tzw. **jednostkę piasków kaolinitowych**, którą uznano za odpowiednik formacji mosińskiej dolnej (ryc. 23, Widera 2007).

We wschodniej Wielkopolsce (okolice Turku i Konina), poza granicą występowania formacji ścinawskiej, wyróżnia się jedynie dwie neogeńskie formacje litostratygraficzne, tj. koźmińską i poznańską. **Formacja koźmińska** przechodzi obocznie we wszystkie wydzielienia – od formacji rawickiej po ogniwo iłów szarych (tj. ogniwo środkowopolskie) włącznie. Litologicznie jest ona bardzo podobna zarówno do formacji rawickiej, jak i do formacji naramowickiej w okolicy Poznania. Są to głównie piaski z przewarstwieniami innych litofacji: mułów, iłów, a nawet węgla brunatnych. W spągu formacji koźmińskiej spotyka się również grube żwiry – „żwiry z Koźmina” (Widera, Kita 2007, Widera 2007, 2021).

W okolicach Turku i Konina, podobnie jak w okolicach Poznania, **formacja poznańska** składa się z ogniwa iłów szarych i ogniwa wielkopolskiego, ale różni się proporcjami w składzie litologicznym (ryc. 23). Trzeba podkreślić fakt, że to właśnie węgle 1. środkowopolskiego pokładu były głównie eksploatowane w KWB Konin i KWB Adamów – zakończenie eksploatacji w 2021 r. Wyjątek stanowiła odkrywka Lubstów – rów Lubstowa (złoże „Lubstów”), gdzie do 2009 r. wydobywane były węgle 2. łużyckiego pokładu. Ze względu na występowanie węgla tego pokładu kenozoiku rowu Lubstowa był bardziej podobny litostratygraficznie do kenozoiku okolic Poznania, niż do kenozoiku okolic Konina, a także okolic Turku (Ciuk, Grabowska 1991, Widera 2007). Oprócz tego, z powodu braku przesłanek litologicznych trudno było w rowie Lubstowa rozdzielić osady formacji pawłowskiej i naramowickiej, które połączono ze sobą (ryc. 23).

Pytania zaliczeniowe:

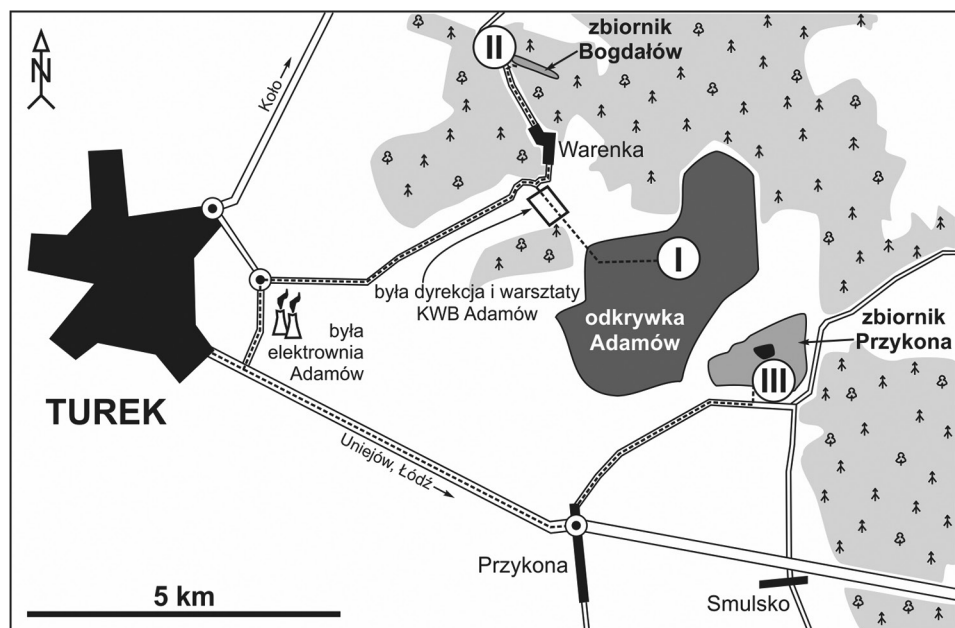
1. *Wymień paleogeńskie jednostki/wydzielienia litostratygraficzne w okolicy Turku i Konina – wskaż miejsca ich występowania.*
2. *Wymień i porównaj litologicznie neogeńskie formacje/ogniwa litostratygraficzne w okolicy Turku i Konina.*
3. *Na podstawie informacji uzyskanych w terenie powiedz, występowania osadów jakich złodowceń można spodziewać się w okolicy Turku i Konina?*

2.2. Opis stanowisk w okolicy Turku

2.2.1. Stanowisko Adamów

Stanowisko Adamów zlokalizowane jest w linii prostej ok. 5 km na E od Turku, zaś drogami trzeba przejechać ok. 6 km i ponad 1 km przejść (ryc. 24). Jadąc z Turku w kierunku Łodzi, po ok. 1 km należy skręcić w lewo (na N), tak jak do elektrowni (chłodnie kominowe są widoczne z daleka), a za nią na rondzie w prawo, tj. na E. Droga doprowadzi nas (po ok. 5 km) na parking przed bramą wjazdową do byłej dyrekcji i warsztatów KWB Adamów w Warencie. Od wspomnianego parkingu do punktu obserwacyjnego, który znajduje się w osiowej części odkrywki Adamów, należy pokonać ok. 1 km pieszo (ryc. 24).

Wyrobisko po odkrywce Adamów jest jedynym w Wielkopolsce, gdzie dostępne do bezpośrednich obserwacji są skały podłoża podkenozoicznego, tj. stropu górnej kredy. Ponadto w tym punkcie obserwacyjnym można znaleźć paleogeńskie „**żwiry z Koźmina**” i neogeńskie **piaskowce kwarcytyczne**. Wspomnieć też należy o tzw. „**iłach niebieskich**”, które są znane z wierceń, a wcześniej były odsłonięte w odkrywkach Koźmin S i Koźmin N. Ze względu



Ryc. 24. Szkic lokalizacyjny stanowisk w okolicach Turku

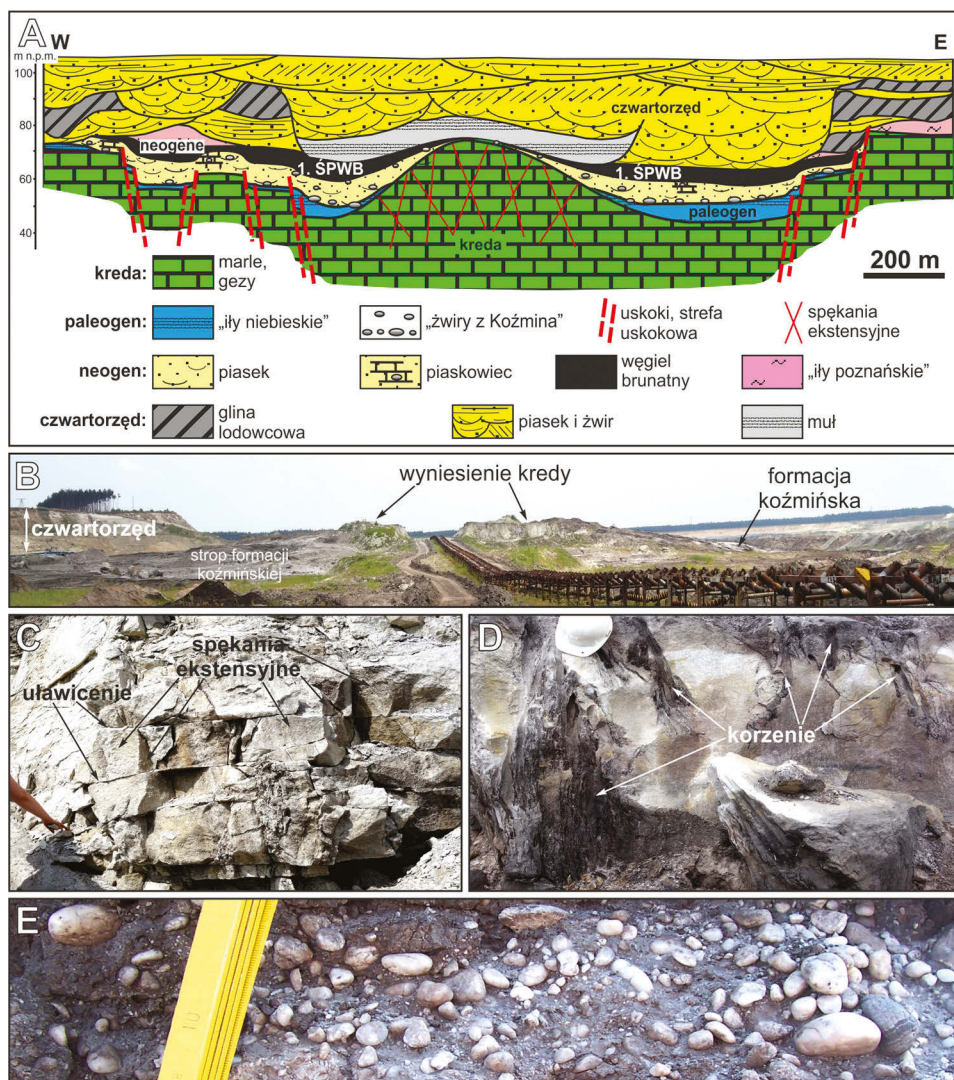
Objaśnienia: I – stanowisko Adamów, II – stanowisko Bogdałów, III – stanowisko Przykona.

na fakt, że w kilku otworach wiertniczych w ich stropie nawiercono piaski glaukonitowe (najprawdopodobniej formacji mosińskiej górnej) (Kozula 1998), to ich wiek uznano za wczesnooligoceni (Widera, Kita 2007, Widera red. 2009). Tak więc omawiane „iły niebieskie”, zawierające uwęglone fragmenty drewna (ksylity), reprezentują formację czempińską (patrz ryc. 23, 25A).

W osiowej strefie odkrywki Adamów występuje wyniesienie skał stropu mezozoiku (ryc. 25A, B). W skałach tych dobrze widoczna jest oddzielność sedimentacyjna (uławicenie) w postaci małokątowych ($< 10^\circ$), zbliżonych do horyzontalnych spękań. Ponadto wyraźnie widać dużokątowe ($60-90^\circ$) spękania i szczeliny ekstensyjne (ryc. 25C). Ich ułożenie nie jest przypadkowe, gdyż układają się one w **zespoły spękań**, w obrębie których powierzchnie charakteryzują się zbliżonym azymutem i kątem upadu. Z kolei zespoły spękań tworzą **system spękań**, będący układem co najmniej dwóch przecinających się zespołów spękań o podobnej genezie, powstałych w tym samym polu odkształceń/paleonaprężeń. Natomiast współwystępujące systemy spękań, powiązane genetycznie, tworzą **cios**.

W omawianym przypadku mamy do czynienia z dwoma systemami spękań tektonicznych, z których jeden ma bieg zbliżony do NW–SE (równoległy do rozciągłości głównych jednostek tektonicznych na Niżu Polskim), a drugi NE–SW, czyli jest to **ortogonalny cios tektoniczny** (ryc. 26). Jego powstanie może zachodzić w ściśle określonym układzie **naprężeń głównych**, które są siłami oddziałującymi na dane ciało skalne w prostopadłych do siebie kierunkach. Oznaczamy je jako $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, przy czym $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. Wzdłuż kierunku naprężenia największego σ_1 dochodzi do skracania, a wzdłuż kierunku naprężenia najmniejszego σ_3 do wydłużania ciała skalnego. Kierunek naprężenia pośredniego σ_2 określa azymut biegu, np. spękań, uskoków i fałdów.

Wiek skał stropu mezozoiku w okolicach Turku (odsłonięcia koło Rożniatowa, na N od Uniejowa) został określony na podstawie fauny morskiej na późną kredę, a dokładniej na wczesny mastrycht (Pożaryski 1952). Generalnie nie jest on kwestionowany i tak też jest oznaczany na mapach geologicznych (Dadlez i in. red. 2000). Bardziej zróżnicowane są omawiane skały pod względem litologicznym. Przez Pożaryskiego (1952) są one nazywane „opokami”, w dokumentacjach geologicznych marglami, a przez Widerę (1998) marglami i/lub gezami. Ponieważ obserwowane skały nie mają zwartego szkieletu chalcedonowego (rozpadają się w 20-procentowym HCl), termin



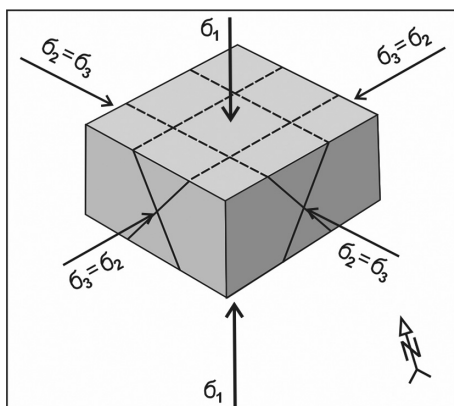
Ryc. 25. Różnowiekowe osady odsłaniające się w stanowisku Adamów: **A** – syntetyczny przekrój geologiczny przez rów Adamowa, odkrywka Adamów, **B** – wyniesienie skał stropu mezozoiku (górnej kredy) w osiowej strefie rowu Adamowa, **C** – kredowe skały węglanowo-krzemionkowe (margle, gezy) z widocznym uławiceniem i spękaniami (szczelinami) ekstensyjnymi, **D** – piaskowce kwarcytyczne (silkrety, sifersy) z uwęglonymi korzeniami, **E** – „żwiry z Koźmina” wśród podwęglowych osadów formacji koźmińskiej

Objaśnienia: w tekście.

„opoka” ujęto w cudzysłów. **Mar-giel** to skała osadowa, która składa się z węglanów (głównie wapnia, ale też magnezu), minerałów ilastych (głównie z grupy illitu) w ilości > 5%, glaukonitu i tlenków żelaza. Natomiast **geza** to krzemionkowa skała osadowa, która zawiera kwarc detrytyczny, krzemionkę organogeniczną (przeważnie z igieł gąbek krzemionkowych, czasem z radiolarii i okrzemek) i węglan wapnia. Poza tym w jej skład może wchodzić glaukonit, minerały ilaste z grupy illitu, tlenki żelaza i często fosforany (Jaroszewski red. 1986). Można więc

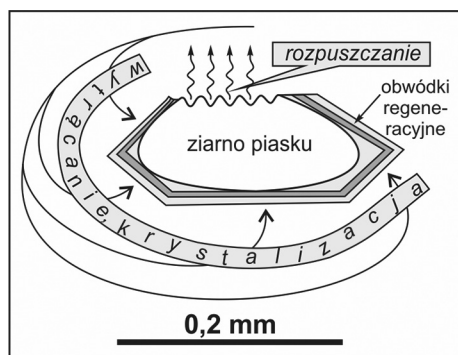
stwierdzić, że skały te są z pogranicza margli i gez, gdyż w ich składzie mineralnym zawartość minerałów ilastych oscyluje wokół 5%. Wspomniane dwa dominujące typy skał (margle, gezy) mogą niekiedy facjalnie przechodzić w inne typy skał od węglanowych po krzemionkowe, takich jak: wapienie, opoki, piaskowce wapniste i in. (Widera 1998).

W stanowisku Adamów łatwe do obserwacji są neogeńskie piaszki kwarcytyczne. Z jednej strony imponują one rozmiarami (największy o objętości $> 100 \text{ m}^3$), a z drugiej strony obecnością dobrze zachowanych korzeni roślinności drzewiastej (ryc. 25D). Geneza tych słodkowodnych piaszków, zwanych silkretami lub sifersami (Górniak i in. 1996), przez długie lata była dość zagadkowa. Spojenie ziaren piasku krzemionką łączono z rozpuszczaniem skorupki okrzemki lub z rozpuszczaniem składników krzemionkowych (czerty, opoki, gezy), występujących powszechnie w skałach stropu mezozoiku. Dopiero zastosowanie skaningowego mikroskopu elektronowego (SEM) dostarczyło dowodów na ich powstanie w środowisku glebowym (Górniak i in. 1996). Dlatego obecnie uważa się, że piaszki podwęglowe zostały zsylikowane (skrzemionkowane) *in situ* w wyniku postsedymentacyjnych procesów glebowych. Tę hipotezę określa się jako pedologiczną, bo **pedologia** to nauka zajmująca się badaniem gleb, ich powstawaniem, budową, właściwościami fizycznymi itd.



Ryc. 26. Układ naprężeń głównych prowadzący do powstania ortogonalnego układu spękań ekstensyjnych w skałach stropu mezozoiku w stanowisku Adamów

Objaśnienia: w tekście.



Ryc. 27. Model silifikacji piasków podwęglowych – powstawanie piaskowców kwarcyticznych (wg Górniak i in. 1996, zmienione)

Objaśnienia: w tekście.

W obrazie SEM zaobserwowano występowanie agregatów organiczno-kwarcowych i obwódek regeneracyjnych w formie krystalicznej krzemionki (SiO_2). To właśnie substancja organiczna (korzenie, patrz ryc. 25D) odgrywała istotną rolę w procesie uruchamiania krzemionki (Górniak i in. 1996). W początkowej fazie rozkładu organiki dochodziło do nieznacznej alkalizacji roztworów porowych, co prowadziło do lokalnego (w jednej części ziarna piasku) rozpuszczania krzemionki.

Następnie wzbogacony roztwór krzemionki przemieszczał się do miejsc (w innej części ziarna piasku) o względnie podwyższonej kwasowości, co mogło skutkować wytrącaniem się SiO_2 m.in. w postaci **obwódek regeneracyjnych** (ryc. 27).

Na wyżej scharakteryzowanych marglach i gezach górnokredowych oraz w obrębie piasków podwęglowych formacji koźmińskiej, w tym piaskowców kwarcyticznych, można znaleźć tzw. „żwir z Koźmina”. Co prawda nie są one tak grube i urozmaicone petrograficznie, jak miało to miejsce w odkrywcze Koźmin S (ok. 5 km na N od stanowiska Adamów). Stanowiły one tam nieciągłą warstwę o grubości do 0,5 m i miały strukturę masywną (ryc. 25E). Ich dokładne badania wykazały, że frakcja żwirowa stanowi ok. 20% wag. osadu, wśród której występują elementy autochtoniczne (krzemienie, wapienie, piaskowce kwarcyticzne) i allochtoniczne, z dominacją różnokolorowych kwarców (bezbarwne, mleczne, żółte, różowe, szare i niebieskawe) oraz obecnością pojedynczych litytów (Dobosz, Widera 2008). Warto przypomnieć, że **lityty** są osadowymi skałami krzemionkowymi, które należą do skał organogenicznych, barwy czarnej lub ciemnoszarej, skrytokrystalicznych lub bardzo drobnokrystalicznych. Składają się one głównie z chalcedonu, mikrokryształicznego kwarcu i substancji organicznej. Podczas diagenety, wskutek rekryształizacji chalcedonu, powstają żyłki kwarcu przecinające skałę w różnych kierunkach. Znaczna część „żwirów z Koźmina” cechuje się świetnie wypolerowaną powierzchnią (tłusty

połysk) i spłaszczonym (dyskoidalnym) kształtem, co może wskazywać na środowisko plażowe. Natomiast **niebieskawe kwarcce**, występujące w prekambryjskich granitach rumburskich, wskazują na Sudety Zachodnie (SW Polska, okolice Bogatyni i Wigancic Żytawskich) jako obszar pochodzenia omawianych żwirów. Najprawdopodobniej „żwiry z Koźmina” wraz z rzekami wypływającymi z Sudetów zostały przetransportowane w strefę brzegową wczesnooligocénskiego morza (okolice Turku), gdzie zostały poddane ostatecznej obróbce mechanicznej (Widera, Kita 2007, Widera 2010). Z kolei w neogene żwiry te uległy redepozycji w obręb formacji koźmińskiej (patrz ryc. 23, 25A, E), której osady były deponowane na obszarze tektonicznie obniżającego się rowu Adamowa. Mogło to odbywać się na co najmniej dwa sposoby, tj. jako spływ mas (masywna struktura osadu) lub jako wypełnienie najgłębszych części koryt (talwegu) rzek/strumieni spływających na obszar wspomnianego rowu (Widera 2010, Widera i in. 2021).

Pytania zaliczeniowe:

1. *Scharakteryzuj morfologię i litologię skał stropu mezozoiku na przykładzie otoczenia stanowiska Adamów.*
2. *Omów krótko skład petrograficzny i genezę „żwirów z Koźmina”.*
3. *Co ma wspólnego pedologia z neogeńskimi piaskowcami kwarcytowymi?*

2.2.2. Stanowisko Bogdałów

Z parkingu przed bramą wjazdową do byłej dyrekcji i warsztatów KWB Adamów w Warence należy jechać w prawo (na N), najpierw przez wieś Warenka, a następnie drogą asfaltową przez las (patrz ryc. 24). Po przebyciu blisko 2 km, przy końcu lasu (ok. 100 m przed dawnymi warsztatami odkrywki Bogdałów i załadowni węgla dla odkrywek: Bogdałów, Koźmin S i Koźmin N), skręcamy w prawo, na parking. Idąc dalej pieszo w kierunku SE (70–80 m przez las, obok wiaty grillowej), dotrzemy nad brzeg jeziora, tj. do stanowiska Bogdałów (ryc. 28A).

W rzeczywistości nie jest to naturalne jezioro (w co trudno uwierzyć), ale pokopalniany zbiornik Bogdałów (ryc. 24). Powstał on w części dawnej odkrywki Bogdałów, w której eksploatacja węgla brunatnego odbywała się na złożu o nazwie „**soczewka Krwony**”. Wydobycie węgla na tym obszarze

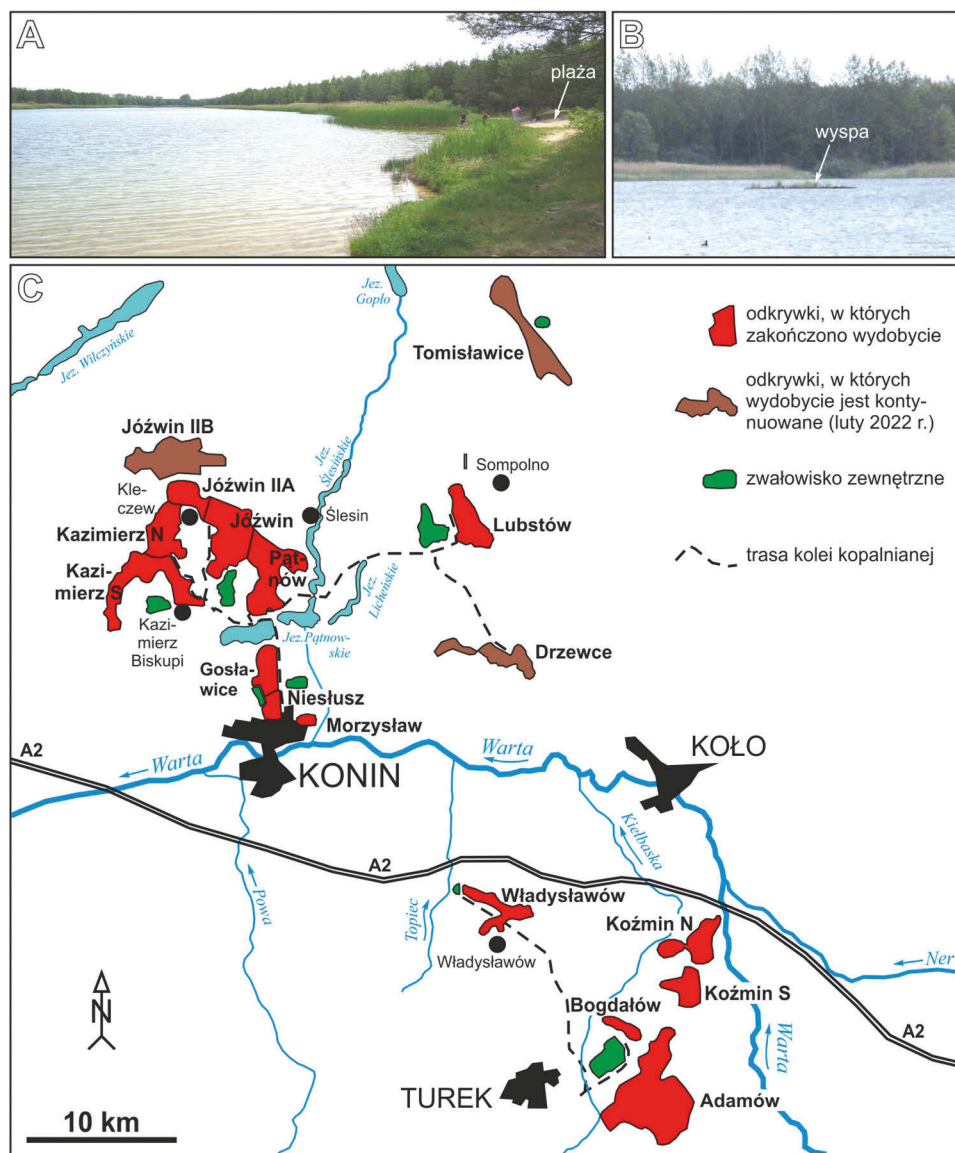
zakończono w 1991 r., ale już od 1988 r. odkrywka ta była zasypywana nadkładem z pobliskiej, będącej wtedy w budowie, odkrywki Koźmin S. Początkowo nie planowano utworzenia zbiornika wodnego, gdyż nie życzyły sobie tego Lasy Państwowe, które miały przejąć tereny po odkrywce. Po negocjacjach z KWB Adamów leśnicy zgodzili się na budowę zbiornika, ale o silnie wydłużonym kształcie (ryc. 28A, tab. 2), co umożliwiałoby nabieranie wody przez samoloty służby pożarnictwa. W ten sposób powstał niewielki zbiornik przeciwpożarowy, który służy także celom rekreacyjnym (ryc. 28A), a jego antropogeniczne pochodzenie jest już niezauważalne dla osób niezaznajomionych z górnictwem na tym terenie. Pozostała część wyrobiska po odkrywce Bogdałów została zrehabilitowana w kierunku leśnym i rolnym.

Tabela 2. Podstawowe parametry zbiornika Bogdałów

uformowano	1994 r.
oddano do użytku	1995 r.
długość	950 m
szerokość	150–200 m
powierzchnia	10,84 ha
objętość	600 tys. m ³
głębokość maksymalna	< 12 m

Z geologicznego, a dokładniej geologiczno-inżynierskiego, punktu widzenia warto dodać, że dno i brzegi zbiornika Bogdałów nie zostały wyprofilowane w czasie jego formowania. Spowodowało to ruchy masowe (zmniejszenie kąta tarcia wewnętrznego) wraz z wypełnianiem wodą wyrobiska o głębokości ok. 30 m. Dlatego aktualna maksymalna głębokość tego zbiornika jest szacowana na ok. 12 m (tab. 2). Natomiast ciekawostką niegeologiczną (ornitologiczną) jest to, że w otoczeniu zbiornika Bogdałów swoje siedlisko ma czapla czarna. Dla tego chronionego ptaka kopalnia utworzyła sztuczną wyspę, która pływa po zbiorniku (ryc. 28B). Gdyby ta wyspa powstała w sposób naturalny, np. byłaby fragmentem torfowiska oderwanym w brzeżnych częściach jeziora, to można byłoby ją nazwać **plem** (mianownik liczby pojedynczej – **pło**).

„W tak pięknych okolicznościach przyrody... i niepowtarzalnej...” można omówić rozwój górnictwa węgla brunatnego w Polsce, a szczególnie w okolicach Konina i Turku. Uważa się dość powszechnie, że węgiel brunatny znany był już starożytnym plemionom, gdy w dolinach rzecznych odsłaniały się



Ryc. 28. Zbiornik Bogdałów i rozmieszczenie odkrywek węgla brunatnego we wschodniej Wielkopolsce: **A** – ogólny widok na zbiornik Bogdałów i plażę na jego SW brzegu, **B** – pływająca, sztuczna wyspa na zbiorniku Bogdałów, **C** – mapa odkrywek w okolicach Konina i Turku

Objaśnienia: lokalizacja zbiornika na ryc. 24, daty rozpoczęcia i zakończenia wydobycia węgla w tab. 3

Tabela 3. Zestawienie odkrywek i złóż, z datami rozpoczęcia i zakończenia eksploatacji węgla brunatnego, należących do KWB Konin i KWB Adamów

KWB Konin			
odkrywka	złoże	rok rozpoczęcia eksploatacji	rok zakończenia eksploatacji
Morzysław	„Morzysław”	1945*	1953
Niesłusz	„Niesłusz”	1953	1961
Gosławice	„Gosławice”	1957	1974
Pątnów	„Pątnów I”, „Pątnów II”	1962	2001
Kazimierz S	„Pątnów III”	1965	1997
Józwin i Józwin IIA	„Pątnów II”, „Pątnów III”	1971	2003
Lubstów	„Lubstów”	1982	2009
Kazimierz N	„Pątnów III”	1995	2011
Józwin IIB	„Pątnów IV”	2003	trwa (2022)
Drzewce	„Drzewce”	2006	trwa (2022)
Tomisławice	„Tomisławice”	2011	trwa (2022)
KWB Adamów			
odkrywka	złoże	rok rozpoczęcia eksploatacji	rok zakończenia eksploatacji
Adamów	„Adamów”	1964	2021
Bogdałów	„soczewka Krwony”	1977	1991
Władysławów	„Władysławów”	1977	2012
Koźmin S	„Koźmin S”	1991	2009
Koźmin N	„Koźmin N”	2009	2016

Objaśnienia: lokalizacja odkrywek na ryc. 28, * – eksploatacja na skalę przemysłową, tj. nie uwzględniono wydobycia przez Niemców w latach 1942–1945.

2.2.3. Stanowisko Przykona

W celu dotarcia do stanowiska Przykona należy wrócić do drogi z Turku do Uniejowa i Łodzi (ryc. 24). Po przejechaniu kolejnych ok. 6 km (7 km od Turku) dotrzemy do ronda w Przykonie, na którym należy skręcić w lewo, na N. Po przejechaniu tej wsi droga poprowadzi nas przez zwałowisko wewnętrzne odkrywki Adamów (zagospodarowane rolniczo) w pobliżu rozległego akwenu. Po przejechaniu ok. 3 km od wspomnianego ronda dotrzemy do miejsca docelowego, czyli na parking znajdujący się po S stronie „jeziora” (ryc. 24).

Tabela 4. Podstawowe parametry zbiornika Przykona

uformowano	2001 r.
oddano do użytku	2004 r.
długość	1,8 km
szerokość	1,1 km
powierzchnia z wyspą	132 ha
powierzchnia wyspy	3,4 ha
objętość	6,5 mln m ³
głębokość maksymalna	6 m

Zbiornik Przykona jest usytuowany na zwałowisku wewnętrznym odkrywki Adamów. KWB Adamów zakończyła formowanie tego zbiornika w 2001 r. Jego przekazanie tej gminie nastąpiło kilka lat później, tj. w 2004 r. (Szwed 1999). Omawiany zbiornik zlokalizowany został na linii dawnego koryta niewielkiej rzeki Teleszyny. Jest to rozległy i płytki akwen, ze względnie niewielką wyspą pośrodku, utworzoną na specjalne życzenie gminy Przykona (tab. 4, ryc. 29A, B). Swoim kształtem zbiornik przypomina trójkąt prostokątny, którego brzeg S ma przebieg równoleżnikowy, a brzeg E jest zorientowany południkowo (patrz ryc. 24).

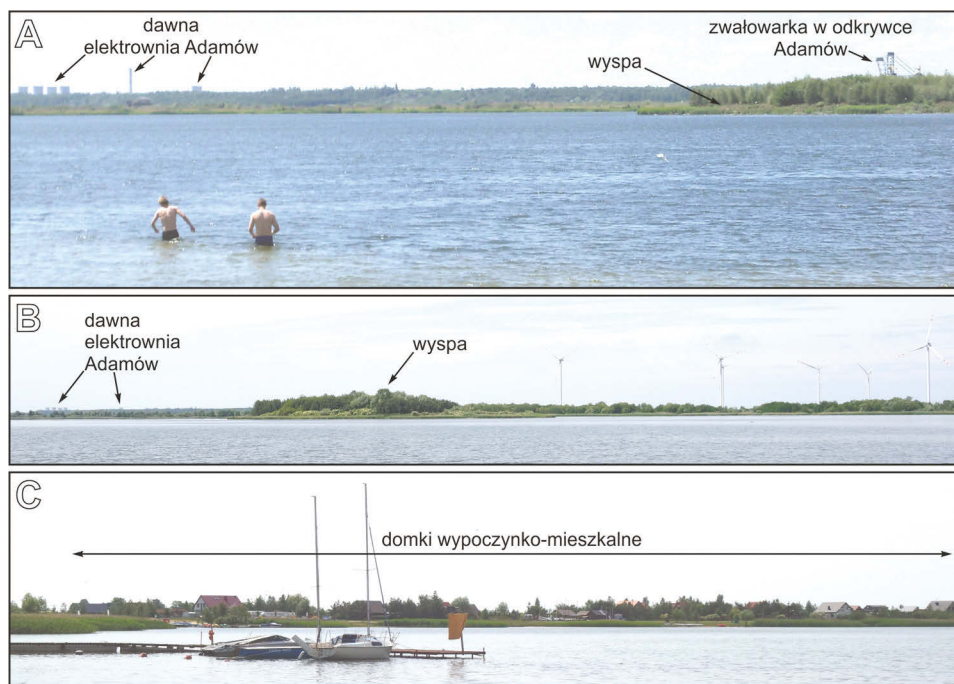
Wielkim wyzwaniem dla kopalni było uszczelnienie dna zbiornika tak, by jego wody nie wlały się do funkcjonującej kilkaset metrów dalej odkrywki Adamów. W tym celu wykorzystano grunty o słabej przepuszczalności (plejstocénskie gliny lodowcowe i neogeńskie „iły poznańskie”), którymi bardzo starannie wyścielono dno przyszłego zbiornika. Natomiast plaże na E i S brzegu usypano z czwartorzędowych piasków nadkładowych, które pozyskano z pobliskiej odkrywki Adamów. Warto dodać, że w celu przyspieszenia napełniania zbiornika był on zasilany zarówno naturalnymi ciekami (np. rzeka Teleszyna), jak i wodą ze studni głębinowych, odwadniających wspomnianą odkrywkę Adamów.

Zbiornik Przykona przede wszystkim zwiększa jeziorność okolic Turku, czyli obszaru staroglacjalnego – na S od linii zlodowacenia Wisły (patrz ryc. 5), gdzie brakuje naturalnych jezior. Poza tym, zgodnie z zamierzeniami KWB Adamów i oczekiwaniami gminy Przykona, miał/ma on spełniać kilka ważnych funkcji, takich jak:

- retencja nadwyżek wody ze zlewni rzeki Teleszyny, położonej powyżej zbiornika,
- poprawa mikroklimatu,

- miejsce rekreacji dla mieszkańców Turku i okolic,
- zapewnienie wody dla celów przeciwpożarowych,
- obszar siedliskowy ptaków (głównie wyspa) i ryb (Szwed 1999).

Na koniec należy jednak dodać, że obecność wspomnianego ptactwa dostarcza niezbyt przyjemnych doznań estetycznych i zapachowych. Ptaki przebywające na wyspie zostawiają na niej odchody i pierze, które po każdym większym deszczu są spłukiwane do zbiornika. W ten sposób (zwłaszcza w okresie letnim) woda wydaje się mętna, a wokół unosi się niezbyt przyjemny zapach. Są jednak opinie, że źródłem tego nieprzyjemnego zapachu jest biogazownia (bioelektrownia), usytuowana ok. 2 km na WSW od zbiornika Przykona, którą uruchomiono w 2014 r. Z drugiej strony, wody zbiornika przyciągają nie tylko mieszkańców Turku i okolic, ale nawet bardziej odległych miejscowości (np. Sieradz, Łódź), którzy budują domy nad wodą (ryc. 29C).



Ryc. 29. Ogólny widok zbiornika Przykona i jego otoczenia: **A** – widok w kierunku W (sprzed grudnia 2020 r.), **B** – widok panoramiczny w kierunku od W po N (po grudniu 2020 r.), **C** – widok w kierunku SW, ukazujący przystań żeglarską i ciąg nowych domków wypoczynkowo-mieszkalnych

Objaśnienia: lokalizacja zbiornika na ryc. 24.

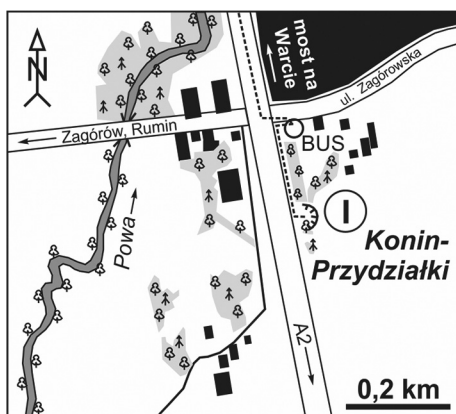
Pytania zaliczeniowe:

1. *Jakie wyzwania geologiczno-inżynierskie związane były z budową zbiornika Przykona?*
2. *Krótko omów podstawowe parametry i funkcje zbiornika Przykona.*
3. *Jakie zalety i niedogodności ujawniły się od czasu powstania zbiornika Przykona?*

2.3. Opis stanowisk w okolicy Konina

2.3.1. Stanowisko Konin-Przydziałki

Do stanowiska Konin-Przydziałki należy jechać z N części miasta przeprawą przez Wartę (most Unii Europejskiej) na jej drugi (lewy, S) brzeg. Na pierwszym skrzyżowaniu ze światłami należy skręcić w lewo (w kierunku centrum Konina) i tam zatrzymać się (ryc. 30). Od skrzyżowania należy przejść ok. 200 m w kierunku S, wzdłuż drogi prowadzącej do Kalisza i autostrady A2, gdzie po lewej (E) stronie znajduje się niewielkie odsłonięcie – stanowisko Konin-Przydziałki. Warto dodać, że jeszcze w pierwszej dekadzie XXI w. istniały w skarpach wysoczyzny polodowcowej odsłonięcia (na SW i W od omawianego stanowiska), tj. na obu brzegach pobliskiej rzeki Powy (ryc. 30, Widera, Kita 2007).



Ryc. 30. Szkic lokalizacyjny stanowiska Konin-Przydziałki

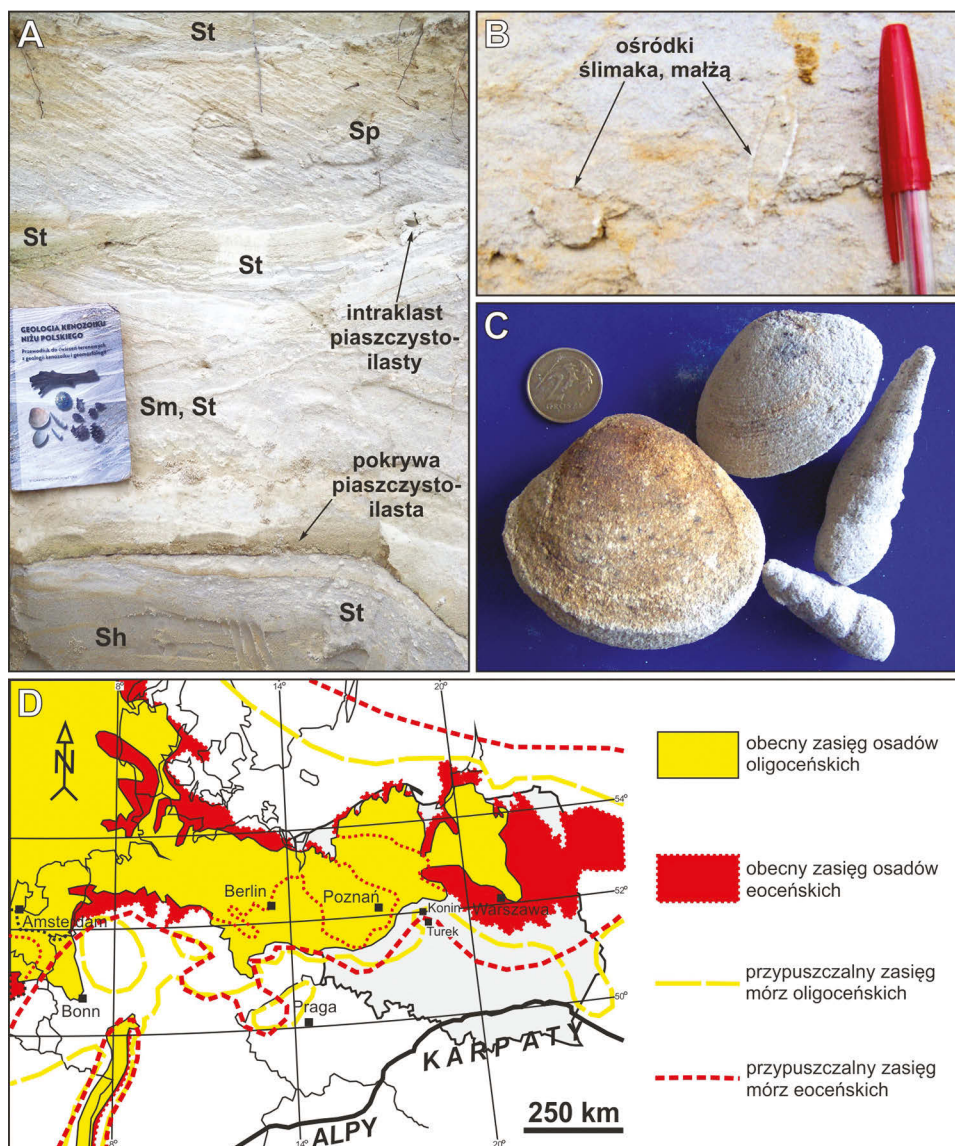
Objaśnienia: I – punkt obserwacyjny.

Prawie w całym profilu osadów w tym stanowisku odsłaniają się piaski. Tylko najwyższe kilka decymetrów stanowi glina lodowcowa oraz piasek i żwir gliniasty. Można więc mówić o dwóch kompleksach litofacjalnych: dolnym – piaszczystym i górnym piaszczysto-żwirowo-gliniastym. Jednak ze względu na wyjątkowość kompleksu dolnego, jemu głównie należy poświęcić uwagę. Osady w stanowisku Konin-Przydziałki świetnie nadają się do omówienia i przedyskutowania ich

podstawowych cech teksturalnych, które zazwyczaj określa się w przypadku osadów klastycznych, takich jak:

- frakcja – dominuje frakcja piasku drobnoziarnistego (średnia średnica ok. 0,18 mm), z nielicznymi ziarnami piasku średnio- (0,25–0,5 mm) i gruboziarnistego (0,5–2 mm), niektóre partie osadu są wzbogacone we frakcję iłową;
- barwa – jasnożółta do białej, czasami jasnobrązowa do rdzawej, szczególnie na granicach litofacji lub wzdłuż powierzchni warstwowania, frakcja iłowa ma barwę białą (ryc. 31A);
- wysortowanie – dobre (ale nie bardzo dobre), gdyż oprócz piasku drobnego obecna jest frakcja iłowa;
- obtoczenie ziaren – makroskopowo trudne do stwierdzenia, jednak oglądane za pomocą lupy ziarna piasku wykazują średnie obtoczenie;
- skład mineralny – we frakcji piaszczystej dominuje kwarc, ale występują pojedyncze ziarna minerałów ciemnych i prawie zupełnie brak jest skałeni o charakterystycznych jaśniejszych (żółtych, różowych, czerwonych) barwach (Biernacka, Wojewoda 1992).

Należy zwrócić uwagę, że partie osadu wzbogacone we frakcję iłową występują w postaci: pokryw (powłok) piaszczysto-ilastych, intraklastów piaszczysto-ilastych (ryc. 31A) lub piaszczysto-ilastych agregatów i ośródek fauny morskiej (ryc. 31B). Większość tych, które udało się oznaczyć, reprezentuje małże z rodzaju **Glycymeris**, który należy do rodziny Glycymerididae, ma muszlę kształtu kolistego lub owalnego, lekko żebrowaną powierzchnię i żyje w strefie przybrzeżnej mórz na całym świecie od kredy do dziś. Drugą grupą skamieniałości są ślimaki z rodzaju **Turritella** – przedstawiciele rodziny Turritellidae, o charakterystycznie zwiniętej i wydłużonej muszli, występujące w wodach morskich i brakicznych do głębokości 100 m od kredy do dziś (ryc. 31C, Ciszewska 1992). Frakcję iłową poddano **analizie rentgenostrukturalnej**, która polega na określeniu pozycji atomów w komórce elementarnej kryształu na podstawie rozkładu natężenia promieni rentgenowskich ugiętych przez ten kryształ. Badania wykonuje się w przyrządzie zwanym spektrometrem rentgenowskim, a graficzny wynik badań nazywa się dyfraktogramem rentgenowskim, który zawiera długość fali poszczególnych kryształów lub wprost nazwę minerału. Okazało się, że we frakcji iłowej stwierdzono tylko ślady illitu, a dominuje **kaolinit** ($\text{Al}_4(\text{OH})_8\text{Si}_4\text{O}_{10}$, ryc. 32) – pospolity minerał, będący składnikiem iłów i glin.



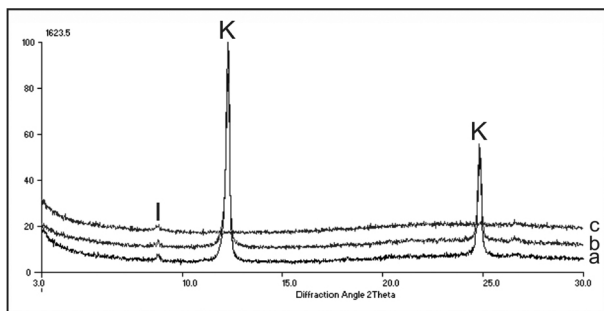
Ryc. 31. Osad, fauna i paleografia paleogenu – stanowisko Konin-Przydziałki: **A** – najpowszechniejsze litofacje w odsłonięciu, **B** – ślady ośrodków malakofauny w osadzie, **C** – utwardzone i wypreparowane ośrodki małży (rodzaj *Glycymeris*) i ślimaków (rodzaj *Turritella*), **D** – zasięg mórz paleogeńskich (wg Vinkena red. 1988, zmienione)

Objaśnienia: symbole kodu litofacjalnego zawarto w tab. 1, inne objaśnienia w tekście.

Powstaje on podczas wietrzenia (kaolinizacji) skał zawierających znaczne ilości glinokrzemianów, głównie skaleni. Procesowi powstawania kaolinitu sprzyja gorący i wilgotny klimat. Wzbogacone w kaolinit partie osadu zawierają do 30% wag. tego minerału, a resztę stanowi kwarc zawarty w piasku (Widera 2007, Widera, Kita 2007).

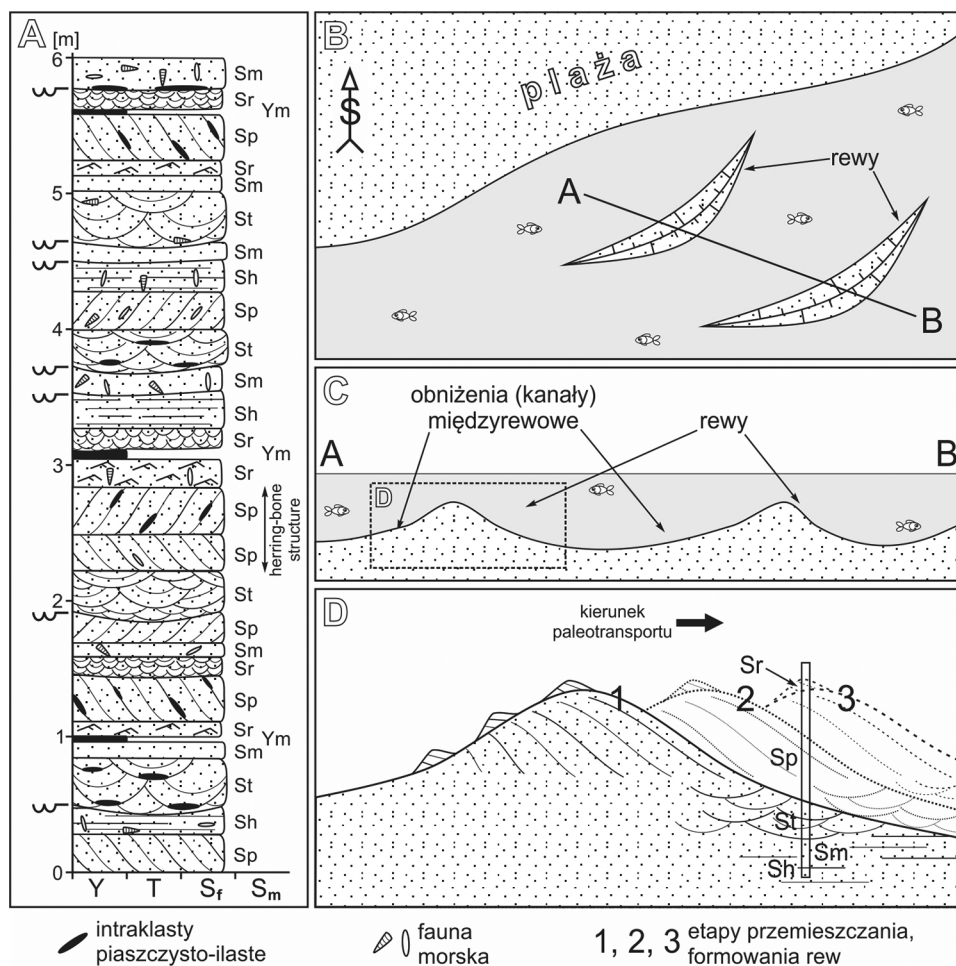
Obecny stan odsłonięcia nie pozwala na obserwację licznych struktur sedymentacyjnych, a prawidłowe wydzielenia niektórych litofacji są wątpliwe. Dlatego, co jest niezbędne dla interpretacji genetycznej, należy odwołać się do informacji zawartych w starszych publikacjach (Wojewoda 1992, Widera 2007, Widera, Kita 2007, Widera red. 2009). Niemniej jednak nawet w dostępnym odsłonięciu można zidentyfikować głównie następujące litofacje: St, Sp, Sm, Sh (patrz ryc. 31A), a niekiedy także Sr. Warto wspomnieć o innych strukturach, udokumentowanych w dotychczasowych pracach, takich jak: warstwowania faliste, powierzchnie reaktywacji i struktury jodełkowe, śledziowe (ang. *herring-bone structures*).

W interpretacji genetycznej trzeba też wziąć pod uwagę lokalizację obecnego stanowiska Konin-Przydziałki w paleogenie, gdyż w neogenie i czwartorzędzie nie sięgały na ten obszar morza. Innymi słowy, okolice Konina i Turku stanowiły od przełomu eocen/oligocen i we wczesnym oligocenie marginalną część wielkiego basenu sedymentacyjnego NW Europy (ryc. 31D). Biorąc pod uwagę dobre wysortowanie, skład mineralny (prawie wyłącznie kwarc), obecność ośródek fauny morskiej (mały *Glycymeris* i ślimak *Turritella*) i struktury sedymentacyjne (np. jodełkowe), można omawiane osady interpretować jako typowe dla strefy litoralnej (przybrzeżnej) ciepłego **epikontynentalnego morza**, które pokrywało szelf lub wewnątrz



Ryc. 32. Dyfraktogram rentgenowski frakcji iłowej ze stanowiska Konin-Przydziałki
Objaśnienia: a – próbki orientowane, b – próbki glikolowane, c – próbki prażone w temperaturze 550°C, K – kaolinit, I – illit.

kontynentu oraz istniało stosunkowo krótko (w skali geologicznej) i było względnie płytkie. Obecnie takimi morzami są np. Morze Północne lub Morze Bałtyckie. Interpretowane osady mogły być akumulowane w tym samym morzu, w którym powstały osady formacji mosińskiej dolnej (piaski glaukonitowe) w innych częściach Niżu Polskiego. Ze względu na unikatowość oraz znaczenie dla paleogeografii i paleotektoniki okolic Konina w paleogenie



Ryc. 33. Interpretacja sedymentologiczna osadów ze stanowiska Konin-Przydziałki (wg koncepcji autora): **A** – syntetyczny (zbiorczy) profil sedymentologiczny, **B** – możliwe położenie rewy w paleogeńskim morzu, **C** – uproszczony przekrój przez rewy i obniżenia międzyrewowe, **D** – model powstawania następstwa litofacji w profilu pionowym

Objaśnienia: symbole kodu litofacyjnego w tab. 1, inne objaśnienia w tekście.

(także w neogenie i czwartorzędzie) osady ze stanowiska Konin-Przydziałki zostały wyróżnione jako nieformalna tzw. **jednostka piasków kaolinitowych** (patrz ryc. 23, Widera, Kita 2007).

Łączna miąższość osadów w opisywanym stanowisku wynosi ok. 6 m. Zespół litofacji Sp, St, Sm, Sh, Sr i Ym (ryc. 33A, tab. 1) jest typowy dla wałów przybrzeżnych morza epikontynentalnego o piaszczystym litoralu (np. Wojewoda 1992, Widera, Kita 2007), czyli rew. **Rewa** – podwodna forma dna morskiego, piaszczysty wał o łagodnym stoku dolądowym i wysokości do 2,5 m. Rewy układają się lekko skośnie do brzegu morskiego i występują równolegle do siebie w liczbie od dwóch do kilku. Są one nadbudowywane w strefie przyboju, tj. wahadłowego ruchu wody od i do brzegu (Jaroszewski red. 1986, ryc. 33B, C). Przemieszczanie się pojedynczej rewy w czasie zmywu (ruchu wody od brzegu ku morzu) pokazano na rycinie 33D. Na kolejnych etapach dochodzi do nakładania się na siebie litofacji, które powstają zarówno w rewie, jak i w obniżeniu (kanale) przed czołem rewy. Mechanizm ten jest taki sam jak w przypadku przemieszczania się megariplemarków rzecznych lub wydmy eolicznych. W efekcie w wyidealizowanym profilu pionowym w superpozycji (jedna nad drugą) występują lub mogą występować wyżej wymienione litofacje (ryc. 33D).

Pytania zaliczeniowe:

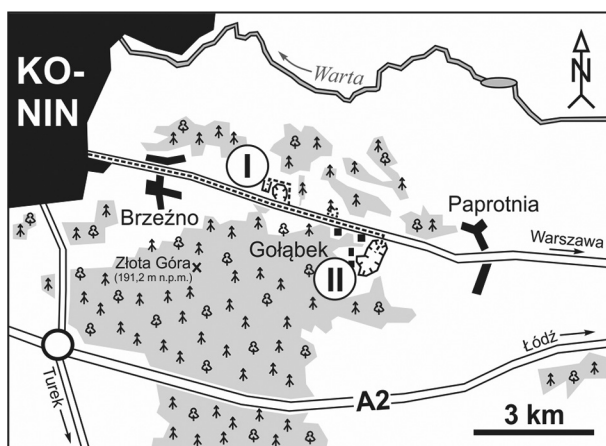
1. *Na przykładzie osadów ze stanowiska Konin-Przydziałki wymień i krótko omów podstawowe cechy teksturalne osadów.*
2. *Jakie litofacje i charakterystyczne struktury sedymentacyjne są/były w osadach ze stanowiska Konin-Przydziałki?*
3. *Dla jakich form dna morskiego są typowe osady z Konina-Przydziałek? Za pomocą prostego rysunku wyjaśnij powstawanie litofacji Sp, St i Sr.*

2.3.2. Stanowiska Gołąbek

Żeby dostać się do stanowisk Gołąbek należy przejechać Konin i kierować się na Warszawę drogą krajową nr 92. Ok. 0,5–1 km za granicami administracyjnymi Konina mijamy wieś Brzeźno (ryc. 34), gdzie jeszcze niedawno znajdowały się wyrobiska, w których eksploatowano piaskowce kwarcytyczne (porównaj stanowisko Adamów). Były one wykorzystywane w początkach polskiej państwowości, głównie jako elementy budowli sakralnych

w Lednogórze, Trzemesznie, Strzelnie itd. (Skoczylas 1994). Z tego piaskowca powstał najstarszy, XII-wieczny słup drogowy w Polsce, który znajduje się w starej części Konina i jest najbardziej znanym symbolem tego miasta (patrz tył okładki). Jadąc, warto też spojrzeć za okno, gdyż po lewej (N) stronie drogi rozciąga się Pradolina Warszawsko-Berlińska, a po prawej (S) widać Pagórki Złotogórskie, z ich kulminacją Złotą Górą (191,2 m n.p.m.) oraz anteną radiową i wieżą widokową na szczycie. Za Brzeźnem mijamy kolejne pagórki, będące najbardziej północnym fragmentem „masywu” Złotej Góry. W jednym z nich znajduje się stanowisko Gołąbek I (ok. 3 km od Brzeźna i 4 km od Konina), a w kolejnym (ok. 3 km dalej) zlokalizowane jest stanowisko Gołąbek II (ryc. 34).

Oba stanowiska, tj. żwirownie Gołąbek I i Gołąbek II charakteryzują się bogactwem wielkoskalowych litofacji piaszczystych, piaszczysto-żwirowych, żwirowo-piaszczystych, żwirowych i piaszczysto-mułowych (ryc. 35). Należy stwierdzić, że w zależności od możliwości dostępu i stanu odsłonień, stanowiska te wzajemnie się uzupełniają, chociaż w sprzyjających warunkach można poprzestać na obserwacjach w jednym z nich. Warto też dodać, że ok. 10–15 lat temu istniało jeszcze stanowisko Gołąbek III (ok. 100 m na E od stanowiska Gołąbek II), w którym odsłaniały się na dystansie kilkuset metrów i o miąższości do 10 m osady stożka napływowego (litofacje Sh i SMh) akumulowane w rezultacie zalewów warstwowych (Widera red. 2009).



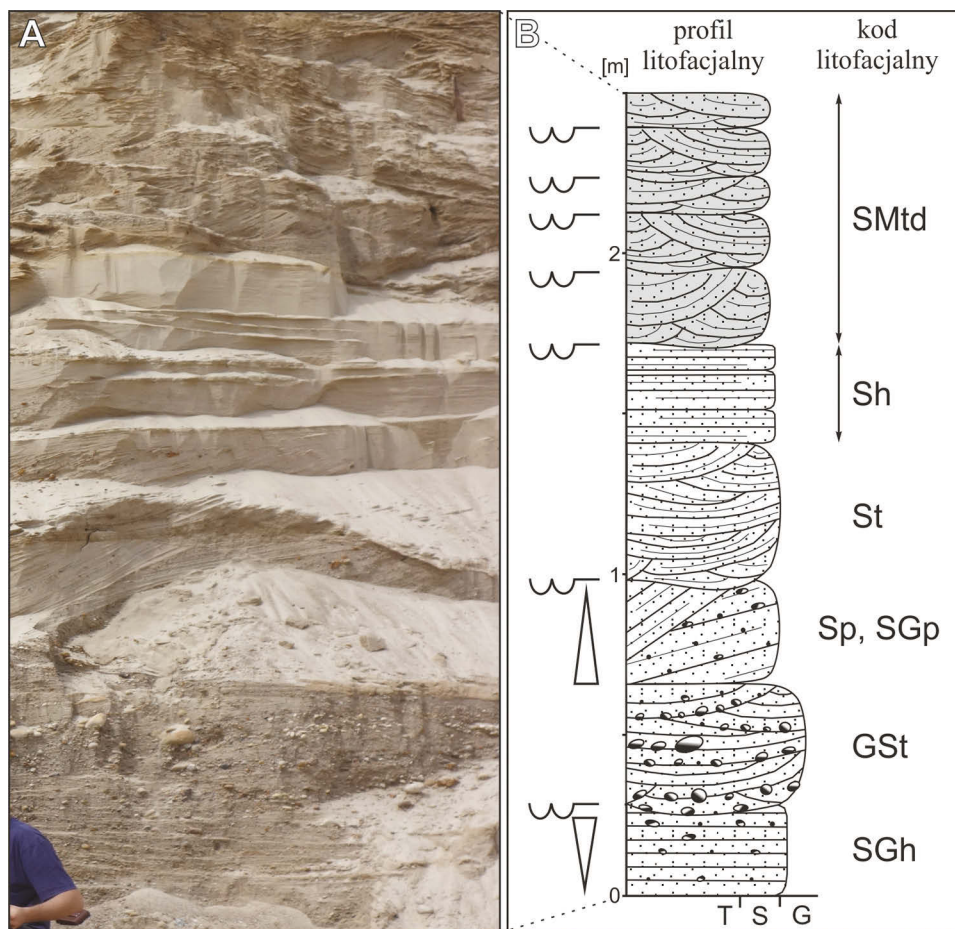
Ryc. 34. Szkic lokalizacyjny stanowisk Gołąbek

Objaśnienia: I – stanowisko Gołąbek I, II – stanowisko Gołąbek II.

W przypadku czwartorzędowych form rzeźby terenu ich genezę interpretuje się w następującej kolejności: **osad** → **forma** → **geneza**. Z tego względu należy przedstawić krótkie wprowadzenie w geomorfologię i chronostratygrafię otoczenia Złotej Góry. Pagórki Złotogórskie obejmują najbardziej NW tereny Wysoczyzny Tureckiej. Dalej na północ rozciąga się szeroka (od 2 km do > 4 km) dolina Warty, stanowiąca część Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej. W fazie leszczyńskiej, a głównie w fazie poznańskiej ostatniego na tym obszarze zlodowacenia Wisły wody rzeczne i lodowcowe łączyły się w jedną potężną rzekę płynącą od okolic dzisiejszej Warszawy w kierunku Berlina, przez doliny obecnej Wisły, Bzury, Neru i Warty. Przez długie lata uważano, że linia maksymalnego zasięgu zlodowacenia Wisły przebiegała w rejonie Konina po N stronie pradoliny, którą aktualnie płynie Warta. Dlatego „masywowi” Złotej Góry przypisywano wiek zlodowacenia Warty (Stankowski, Krzyszkowski 1991), które obecnie uznawane jest za młodszy stadią w obrębie zlodowacenia Odry. Inne spojrzenie na maksymalny zasięg zlodowacenia Wisły przedstawiono na „Mapie geologicznej Polski w skali 1:500 000”, gdzie Złota Góra znajduje się na zapleczu tego zlodowacenia (Marks i in. 2006). Ponieważ nikt tego poglądu nie zakwestionował, wiek Złotej Góry należy łączyć ze zlodowaceniem Wisły (patrz ryc. 5).

Osady w stanowiskach Gołąbek reprezentują wielkoskalowe (o miąższości liczonej najczęściej w decymetrach, a czasami nawet w metrach) litofacie: GSt, SGp, SGh, Sp, Sh i SMtd (ryc. 35). W tym miejscu warto dodać, gdyż jest to ważna przesłanka genetyczna, że w minionych latach w omawianych stanowiskach udokumentowano też litofacie gliniaste/diamiktonowe (Dm, DGm, GDm), mułowe (Mm, Mp, Mh) i małoskalowe (Sr), często zdeformowane (Widera red. 2009, Widera 2011). Dlatego dominacja warstwowań przekątnych rynnowych w dużej skali (> 50% wysokości profili ścian), w kontekście współwystępowania litofacji gliniastych, wskazuje, że powstały one w stosunkowo głębokich i wysokoenergetycznych korytach wód ablacyjnych, tj. topnieniowych (Zieliński 2014). Można więc mówić o odpływie fluwioglacjalnym, a wspomniane pakiety gliniaste (głina spływowa – ang. *flow-till*) wskazują na bliskość czoła lądolodu, czyli na proksymalne (przyłodowe) stożki glacialmarginalne (Zieliński 1992). Z kolei w nieco dalszej odległości od lądolodu (poza zasięgiem litofacji gliniastych) w warunkach wysokoenergetycznych przepływów korytowych powstawały wspomniane wielkoskalowe warstwowania przekątne rynnowe.

Towarzyszyły im też inne litofacje (ryc. 35). Współwystępowanie pakietów litofacji St i Sp dowodzi, że fluwioglacjalny system rzeczny miał charakter wielokorytowy – były to typowe rzeki roztokowe (Zieliński 1995). Natomiast obecność warstwowania poziomego (litofacje Sh, SGh) wskazuje, że intensywna depozycja zachodziła w warunkach górnego płaskiego dna generowanego szybkim i płytkim przepływem. Takie warunki hydrauliczne typowe są dla zalewów warstwowych, czyli przepływów nieskanalizowanych (Gradziński i in. 1986, Zieliński 2014). Należy dodać, że frakcja osadu



Ryc. 35. Przykład najbardziej typowych litofacji w stanowiskach Gołąbek: **A** – fragment odsłonięcia w stanowisku Gołąbek I, **B** – profil sedimentologiczny osadów widocznych na ryc. 35A

Objaśnienia: symbole kodu litofacyjnego w tab. 1, inne objaśnienia na ryc. 12 i w tekście.

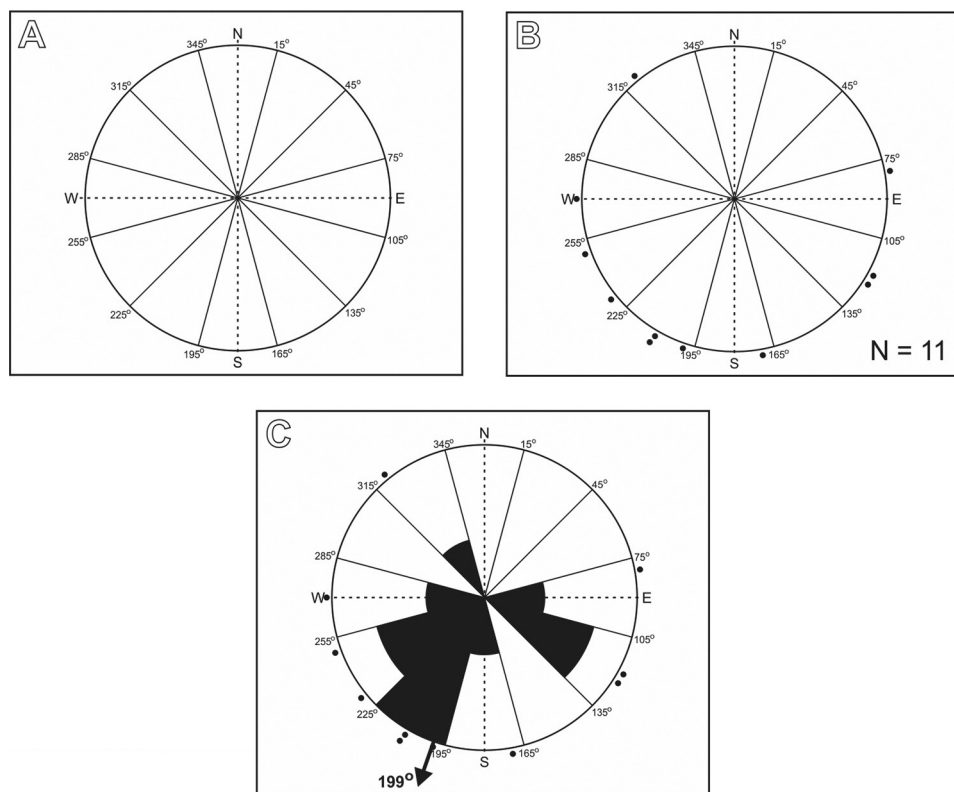
zasadniczo zmniejsza się w kierunku S, przechodząc od żwirów do piasków, a nawet mułów, co jest typowe dla środkowego i dystalnego stożka. Tak więc osady w stanowiskach Gołąbek są typowe głównie dla sandrów (Zieliński 1993). Rodzi się jednak pytanie, czy na pewno cały „masyw” Złotej Góry to sandr?

Tabela 5. Wyniki pomiaru kompasem kierunków i kątów upadu warstwowań (laminacji) w stanowisku Gołąbek I użyte do rekonstrukcji kierunku paleotransportu

azymut linii upadu/kąt upadu										
80/20	120/30	124/15	170/25	198/15	210/25	210/20	230/20	250/15	270/10	322/30

Objaśnienia: na ryc. 36 i w tekście.

Osady w stanowiskach Gołąbek stwarzają dobrą okazję do doskonalenia umiejętności posługiwania się kompasem geologicznym. W tym przypadku zostanie studentom pokazana technika pomiarów parametrów warstw/lamin (azymut biegu i upadu, kąt upadu) dla osadów klastycznych – metoda bezpośrednia. Najlepszym graficznym sposobem prezentacji pomiarów kierunkowych, tj. biegów i azymutów (tab. 5), jest diagram rozetowy (ryc. 36). Najpierw należy przygotować różę kierunków, z podziałem na klasy – w prezentowanym przykładzie przyjęto szerokość klas wynoszącą 30°, których środki obejmują kierunki główne: N, E, S i W (ryc. 36A). Następnie na obwodzie koła róży kierunków (np. kropkami) zaznaczamy pomierzone azymuty linii upadu warstwowań przekątnych (tab. 5, ryc. 36B). Z kolei w zależności od liczebności „kropek” w danej klasie rysujemy (w postaci wycinka koła, „klina”) liczebność pomiarów w stosunku do najliczniejszej klasy – długość promienia koła. W omawianym przykładzie najliczniejsza klasa (195–225°) liczy 3 pomiary – długość promienia koła. Klasę z 2 pomiarami zaznaczamy jako „klin” o długości 2/3 promienia koła, a klasę z 1 pomiarem jako „klin” o długości 1/3 promienia koła róży kierunków (ryc. 36C). Wreszcie należy obliczyć wypadkowy (uśredniony) kierunek paleotransportu, czyli kierunek, w którym generalnie płynęła woda w czasie akumulacji badanych osadów. Na koniec kierunek ten (199° na podstawie 11 pomiarów, tab. 5) zaznaczamy i opisujemy na diagramie rozetowym (ryc. 36C).



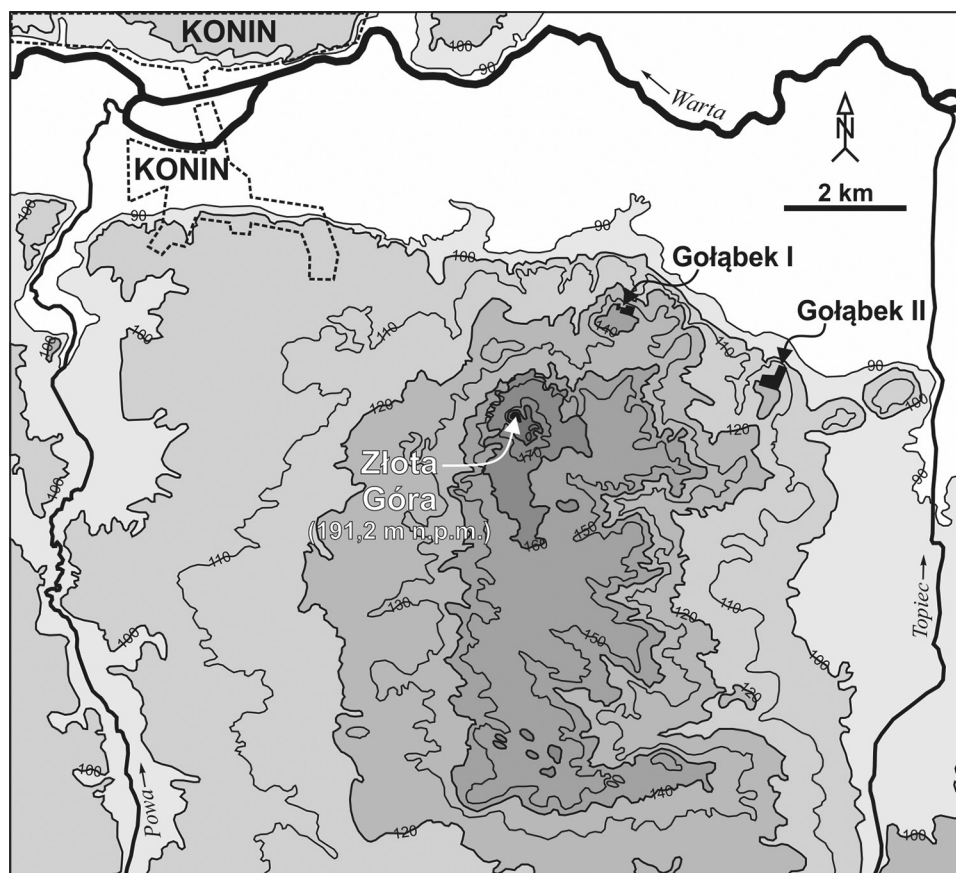
Ryc. 36. Etapy rekonstrukcji kierunku paleotransportu w czasie akumulacji osadów fluwioglacjalnych ze stanowiska Gołąbek I: **A** – róża kierunków podzielona na klasy – szerokość klasy 30°, **B** – azymuty kierunków upadu naniesione na różę kierunków – czarne kropki na obwodzie, **C** – diagram rozetowy i wektor wypadkowy kierunku paleotransportu

Objaśnienia: dane pomiarowe w tab. 5, inne objaśnienia w tekście.

Tabela 6. Wybrane cechy morfometryczne i litologiczne głównych form akumulacji fluwioglacjalnej

Cecha morfometryczna i litologiczna	Morena czołowa	Oz	Kem	Sandr
długość i szerokość (od–do)				
wysokość (od–do)				
charakter powierzchni (pagórkowata, pofalowana, płaska itd.)				
nachylenie terenu, stoków				
położenie i orientacja względem czoła lądolodu				
najbardziej typowe osady				
dominujące litofacje				

Mając do dyspozycji informacje o osadzie (litofacie, kierunek paleo-transportu) i rzeźbie terenu (geomorfologia), można odpowiedzieć na wyżej postawione pytanie: czy na pewno cały „masyw” Złotej Góry to sandr? Odpowiedź brzmi *nie*, ale wymaga uzasadnienia. W tym celu w terenie za pomocą makroskalowych modeli fizycznych stworzonych przez studentów zostaną przedyskutowane cechy morfometryczne (wymiały, orientacja itd.) i litologiczne (typy osadów, ich cechy teksturalne i strukturalne, kierunki paleo-transportu itd.) następujących form akumulacji wodnolodowcowej: morena czołowa, oz, kem i sandr (tab. 6). Zadaniem studentów będzie wypełnienie tabeli 6 i przyporządkowanie Pagórków Złotogórskich do jednej lub kilku wymienionych form rzeźby terenu. Dla ułatwienia zamieszczono w tym przewodniku szkic, który ukazuje szczegóły morfometryczne „masywu” Złotej Góry (ryc. 37).



Ryc. 37. Uproszczony szkic morfologiczny Pagórków Złotogórskich (wg Widery 2011)

Pytania zaliczeniowe:

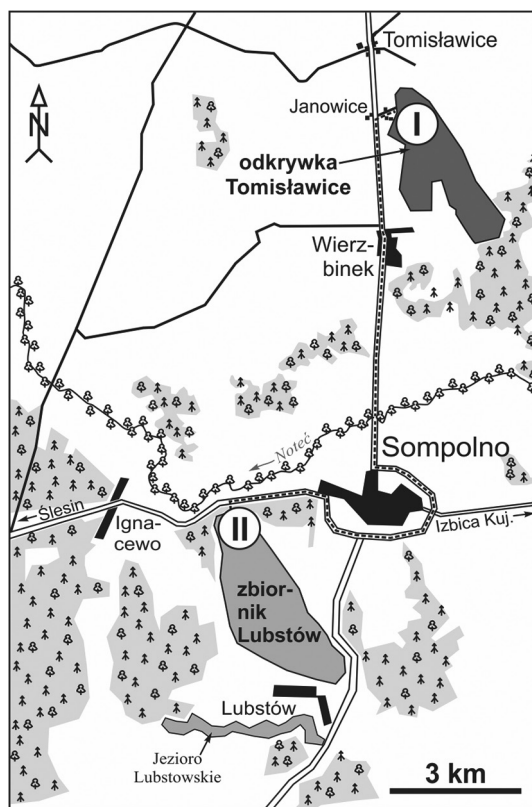
1. *Wymień i omów najbardziej typowe litofacje dostępne do obserwacji w stanowiskach Gołąbek.*
2. *Krótko omów sposób wykonywania pomiarów kompasem w osadach klastycznych i ich graficznej interpretacji – wyznaczanie kierunku paleo-transportu.*
3. *Jaką formę rzeźby terenu reprezentują Pagórki Złotogórskie? Krótko uzasadnij swoją odpowiedź.*

2.3.3. Stanowisko Tomisławice

Jadąc z Konina-Gosławic należy się kierować na Ślesin, a następnie na Sompolno (ryc. 38). Po okrążeniu obwodnicą tej miejscowości na ostatnim rondzie trzeba skręcić na Radziejów i Wierzbinek. Po przejechaniu ok. 9 km (3 km za Wierzbinkiem), przed zabudowaniami wsi Janowice (na wzniesieniu), skręcamy w prawo, w drogę na Bycz. Po przejechaniu ok. 250 m dotrzemy nad skraj odkrywki Tomisławice, której fronty górnicze przemieszczają się w kierunku NNW (ryc. 38).

Złoże „Tomisławice” jest jedynym w Polsce i w Europie, dla którego cały proces koncesyjny na eksploatację węgla przeprowadzono po przystąpieniu Polski do Unii Europejskiej w 2004 r. Pierwsze tony węgla z tego złoża wydobyto w 2011 r. Litostratygrafię kenozoiku na omawianym obszarze przedstawiono na rycinie 23, a budowę geologiczną na rycinie 39. Paleogen reprezentują nierozdzielone piaski glaukonitowe, zaś neogen obejmuje 2 formacje, tj. koźmińską i poznańską, która składa się z ogniwa iłów szarych i ogniwa wielkopolskiego (patrz ryc. 23).

Złoże „Tomisławice” wypełnia obniżenie stropu mezozoiku (margle wapniste, margle piaszczyste i opoki piętra kampan, kreda górna) o słabo czytelnej tektonice – zrzuty uskoków od kilku do kilkunastu metrów (ryc. 39A). Na kredzie zalegają paleogeńskie piaski glaukonitowe o miąższości do > 10 m, które nie wszędzie zostały przewiercone. Na nich spoczywa ciągłą warstwą (od 5 do > 20 m grubą) formacja koźmińska (dolny–środkowy miocen), która wykształcona jest głównie w postaci piasków, piasków pylastych z przewarstwieniami mułów i mułów węglistych. Wyżej występuje formacja poznańska – w dolnej części to 1. środkowopolski pokład węgla, z przewarstwieniami mineralnymi (piaski, piaski pylaste, iły), przykryty lokalnie „iłami

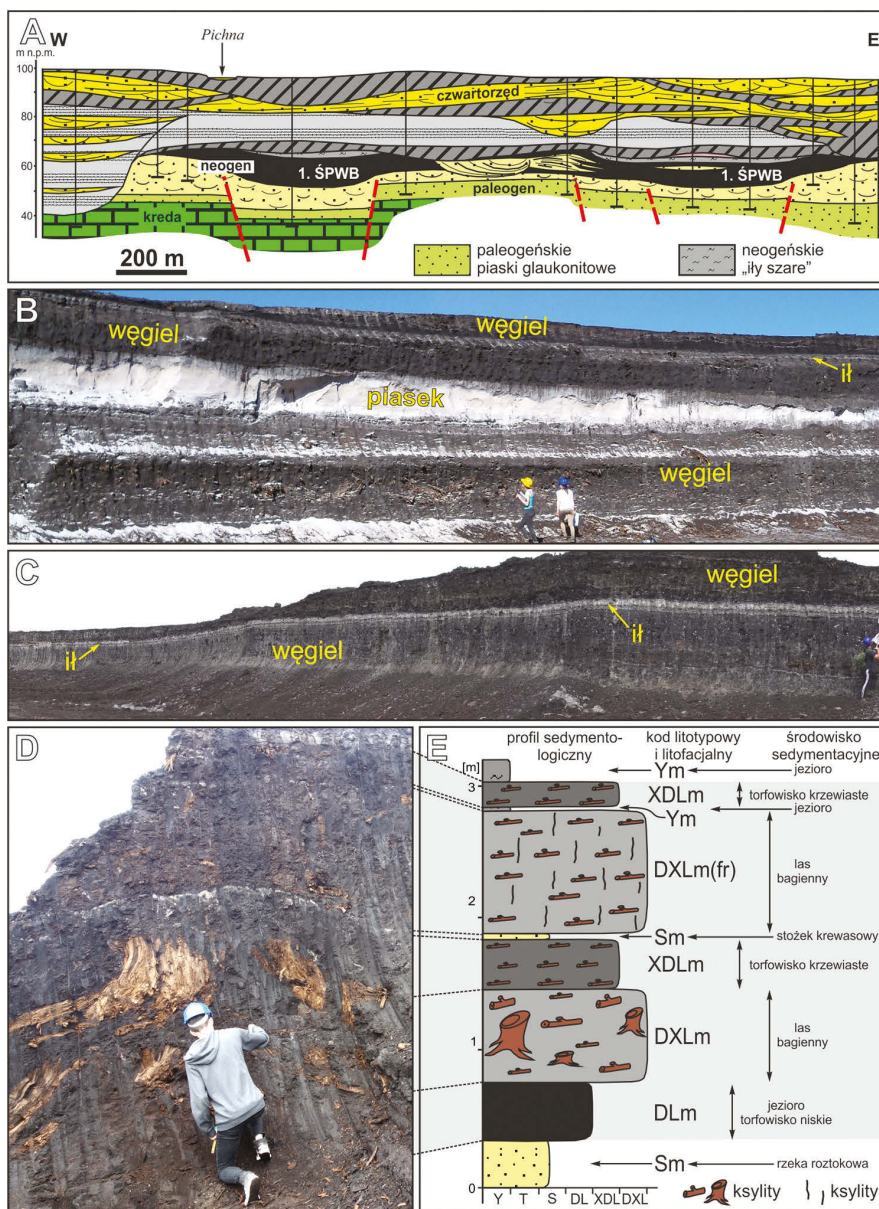


Ryc. 38. Szkic lokalizacyjny stanowisk Tomisławice i Lubstów

Objaśnienia: I – stanowisko Tomisławice, II – stanowisko Lubstów.

szarymi” (ogniwo ilów szarych). Osady ogniwa wielkopolskiego, czyli „iły zielone” i „iły płomieniste” są w większości zerodowane, ale zdarza się, że czasami odsłaniają się w nadkładzie eksploatowanego pokładu węglowego (Widera i in. 2017b, Chomiak 2020). Neogen przykryty jest ok. 40-metrową grubą (do > 60 m w rynnach subglacjalnych) warstwą osadów czwartorzędowych, głównie glin lodowcowych, mułów limnoglacjalnych oraz piasków i żwirów fluwioglacjalnych (ryc. 39A). Warto dodać, że przypowierzchniowe osady (gliny i piaski gliniaste) o zabarwieniu brązowym zaliczane są do zlodowacenia Wisły, a pozostałe osady czwartorzędowe (najczęściej o zabarwieniu szarym) reprezentują starsze zlodowacenia.

Omawiając budowę geologiczną obszaru złoża „Tomisławice”, warto wspomnieć o co najmniej dwóch ciekawostkach geologicznych, które są



Ryc. 39. Geologia i osady w stanowisku Tomislawice: **A** – przekrój geologiczny przez S część, tj. „nogawki portek”, złoża „Tomislawice” (inne objaśnienia na ryc. 25A), **B** – piaski stożka krewasowego i iły w obrębie pokładu węglowego, **C** – warstwa iłu w obrębie pokładu węglowego, **D** – profil ściany węglowej, **E** – profil sedymen-
tologiczny pokładu węglowego (widocznego na ryc. 39D) z wyróżnionymi litotypami i interpretacją środowiska depozycyjnego

Objaśnienia: kod litofacjalny w tab. 1, kod litotypowy w tab. 7, inne objaśnienia w tekście.

bardzo niekorzystne dla kopalni ze względów górniczych – podwyższona popielność węgla. Pierwszą z nich były osady piaszczyste, które w formie soczewy (długość do 550 m i grubość do 1,4–2 m) odsłaniały się w obrębie pokładu węglowego w latach 2015–2016 (ryc. 39B). Było to pierwsze odsłonięcie w miocenie węglonośnym Polski osadów, które zostały zinterpretowane jako stożek krewasowy (Widera i in. 2017a, Chomiak 2020). Natomiast druga ciekawostka to warstwa ilów (o miąższości do > 80 cm), która w S części złoża zajmowała powierzchnię powyżej 1,5 km², dzieląc pokład węglowy na 2 ławy węglowe (ryc. 39C). Ilom tym przypisano pochodzenie jeziorne – względnie długotrwałe występowanie jeziora na powierzchni środkowomiocęńskiego torfowiska (Chomiak i in. 2020).

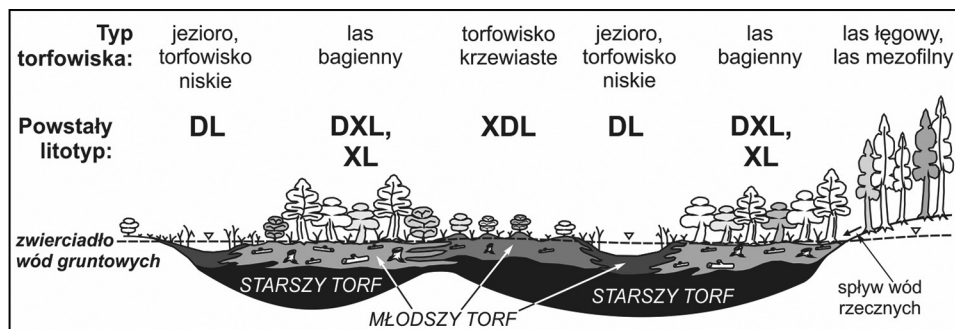
Tabela 7. Symbole teksturalne i strukturalne przydatne w kodowaniu litotypów węgla brunatnego (wg Widery 2016, 2021)

Symbole teksturalne		
Kod	Tekstura	Źródłosłów
XL	węgiel ksylitowy	<i>xylitic lignite</i>
DL	węgiel detrytowy	<i>detritic lignite</i>
DXL	węgiel detroksylitowy	<i>detroxylitic lignite</i>
XDL	węgiel ksylodetrytowy	<i>xylodetritic lignite</i>
BL	węgiel bitumiczny	<i>bitumen-rich lignite</i>
FL	węgiel fuzynowy	<i>fusitic lignite</i>
WL	węgiel wietrzeniowy	<i>weathered lignite</i>
Symbole strukturalne		
Kod	Struktura	Źródłosłów
m	masywna	<i>massive</i>
h	horyzontalna	<i>horizontally stratified</i>
d (fr, fo, fa)	zdeformowana (spękana, zafałdowana, zuskokowana)	<i>deformed (fractured, folded, faulted)</i>
g	zżelifikowana	<i>gelified</i>
n	soczewkowa, oczkowa	<i>nodular</i>

Względnie dobry dostęp do ścian węglowych pozwala na bliższe przyjrzenie się eksploatowanemu 1. środkowopolskiemu pokładowi. Ten pozornie jednolity pokład można jednak podzielić na warstwy różniące się cechami teksturalnymi i strukturalnymi, czyli **litotypy**, które są głównymi jednostkami litologicznej klasyfikacji węgla brunatnych. Są to warstwy lub soczewy powstałe w pojedynczym akcie sedymentacji. Przy wyróżnianiu litotypów

węgla brunatnego głównie bierze się pod uwagę zawartość ksyliłów (fragmentów drewna > 1 cm) i rozdrobnionych cząstek roślinnych, tj. detrytusu, sieczki węglowej (< 1 cm), a niekiedy substancji bitumicznych, zwęglonych lub zwietrzałych. Wzorując się na kodyfikacji litofacjalnej (patrz tab. 1), w podobny sposób można kodować litotypy. Należy jednak pamiętać, w celu uniknięcia nieporozumień, by w kodyfikacji litotypowej dodać do członu teksturalnego wielką literę „L” – węgiel brunatny (ang. *lignite*). Podstawowe symbole teksturalne i strukturalne używane dla węgla brunatnych i ich źródełsłowy zestawiono w tabeli 7. Przykładowo XLh oznacza węgiel brunatny ksylitowy warstwowany horyzontalnie. Natomiast DXLm(fr) to węgiel brunatny detroksylitowy masywny, spękany (tab. 7).

Zasady praktyczne i teoretyczne, uwzględniające niuanse terminologiczne wyróżniania litotypów prostych i złożonych węgla brunatnego (m.in. „reguła 10%”), zostaną omówione w terenie. Wyniki kodyfikacji litotypowej można przedstawić w formie graficznej (porównaj ryc. 39D i E). Kolejnym krokiem jest interpretacja genetyczna, dzięki której możemy określić środowisko lub subśrodowisko powstawania zarówno litotypów węgla brunatnego, jak i towarzyszących im osadów klastycznych. W przypadku węgla brunatnego głównym grupom litotypów można wstępnie przyporządkować odpowiednio jeden z podstawowych typów torfowiska, czyli: jezioro i torfowisko niskie – DL, torfowisko krzewiaste – XDL i las bagienny – DXL i XL (ryc. 40). Na tę zależność pierwsza uwagę zwróciła Teichmüller (1958), która badała współczesne torfowiska w SE USA. Dlatego znając litotypy, z jakich zbudowany jest pokład węglowy, mamy nie tylko informację o stosunku



Ryc. 40. Przybliżony związek między wyjściowym typem torfowiska a powstałym litotypem węgla brunatnego (wg Widery 2021, za: Teichmüller 1958, zmienione)
Objaśnienia: kod litotypowy w tab. 7.

ksylitów do detrytusu roślinnego – ważne ze względów praktycznych – ale także w dużym przybliżeniu wiemy, jaki był typ torfowiska, w którym powstawał węgiel brunatny (porównaj ryc. 39E i 40).

Pytania zaliczeniowe:

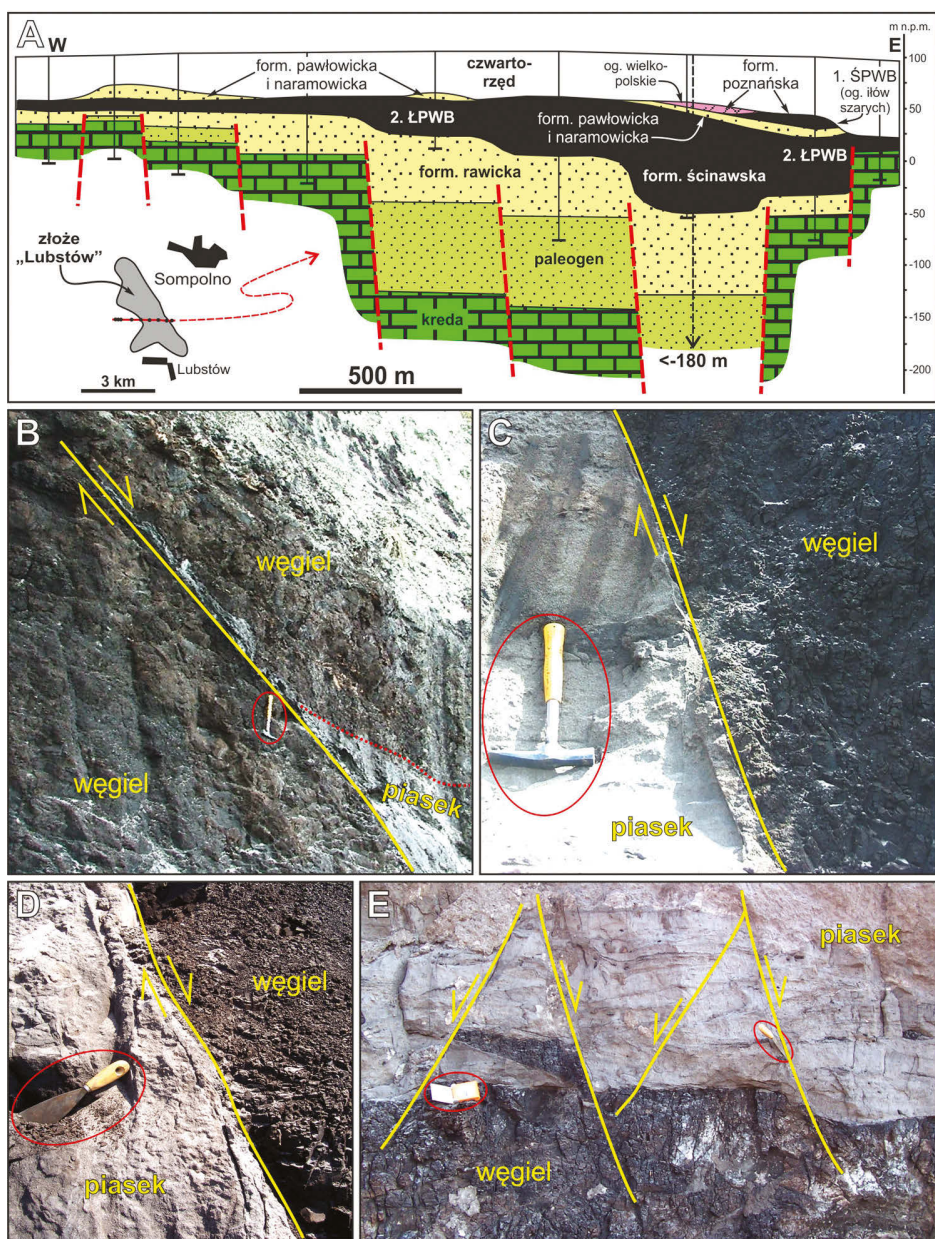
1. *Scharakteryzuj krótko budowę geologiczną obszaru złoża „Tomisławice”.*
2. *Omów zasady kodyfikacji litotypów węgla brunatnego na przykładzie litotypu prostego i złożonego.*
3. *Jakie i jakiej genezy są osady klastyczne, które występują pod, w i nad eksploatowanym w odkrywcę Tomisławice pokładem węgla brunatnego?*

2.3.4. Stanowisko Lubstów

Lokalizację stanowiska Lubstów pokazano na rycinie 38. Od poprzedniego stanowiska, Tomisławice, wracamy tą samą drogą, którą do niego jechaliśmy. Tak więc mijamy najpierw Wierzbinek, następnie Sompolno i kierujemy się na Ślesin. Ok. 2 km od Sompolna skręcamy w lewo (na S), w asfaltową drogę, którą ciężarówkami wożony jest węgiel z Tomisławic do załadowni w Lubstowie. Po ok. 40 m kierujemy się prosto leśną drogą, aż dotrzemy (po ok. 50 m) do miejsca z widokiem na jezioro (ryc. 38).

Jest to wyrobisko po dawnej odkrywcę Lubstów, w której wydobywie węgla miało miejsce w latach 1982–2009 (patrz tab. 3). Obecnie jest ono w sposób naturalny wypełniane wodą, w tym wodami infiltrującymi z pobliskiej Noteci (ryc. 38), a powstający zbiornik wodny ma mieć powierzchnię ok. 500 ha i objętość sięgającą 135 mln m³. Pomimo tego, że żadnych naturalnych i sztucznych odsłonień w tym stanowisku już nie ma, warto kilka problemów przedyskutować, gdyż był to najbardziej interesujący pod względem geologicznym fragment elewacji konińskiej. Najpierw jednak należy krótko wymienić kilka najważniejszych faktów, które świadczą o wyjątkowości tego obszaru:

- złożo węgla brunatnego „Lubstów” wypełniało najgłębszy (> 220–260 m, kenozoik nie został przewiercony) rów tektoniczny o tej samej nazwie nie tylko na obszarze elewacji konińskiej (porównaj ryc. 21 i 41A), ale także w Wielkopolsce i trzeci na Niżu Polskim po rowach Kleszczowa i Złocze-wa;

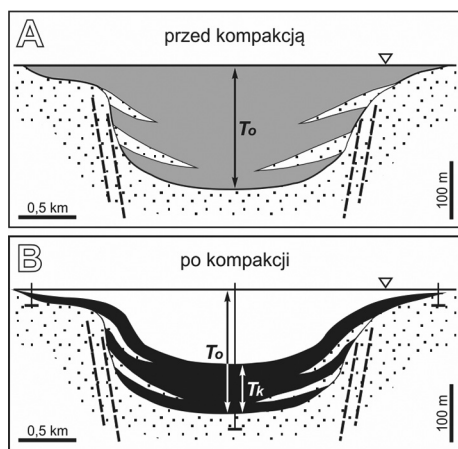


Ryc. 41. Geologia i tektonika rowu Lubstowa – stanowisko Lubstów: **A** – przekrój geologiczny przez środkową część rowu Lubstowa, złoża „Lubstów”), **B–E** – przykłady różnoskalowych struktur tektonicznych (uskoków normalnych) w osadach neogeńskich, odkrywka Lubstów

Objaśnienia: 2. ŁPWB – 2. łuzicki pokład węgla brunatnego, 1. ŚPWB – 1. środkowopolski pokład węgla brunatnego, inne objaśnienia na ryc. 25A, 39A.

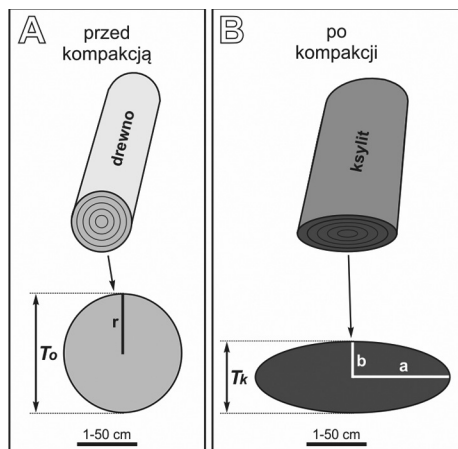
- w najgłębszej, SE części rowu Lubstowa zalegał blisko 90-metrowy (86,2 m, większa grubość węgla jest tylko w rowach Kleszczowa i Złoczewa), ciągły 2. łżycki pokład węgla brunatnego – 2. ŁPWB; charakteryzował się on lepszymi parametrami geologiczno-górnictwymi ($N:W = 1,6$) i chemiczno-technologicznymi (wyższa wartość opałowa – 10,1 MJ/kg, niższa zawartość siarki – 0,8%), niż węgiel 1. śródkowopolskiego pokładu (1. ŚPWB), który był/jest eksploatowany w pozostałych odkrywkach należących do KWB Konin i KWB Adamów (patrz tab. 3);
- obszar rowu Lubstowa cechuje się litostratyfografią paleogenu i neogenu bardziej zbliżoną do tej z okolic Poznania, niż do tej z terenów otaczających Turek i Konin, na co decydujący wpływ ma obecność 2. ŁPWB (porównaj ryc. 3, 23 i 41A);
- w odkrywce Lubstów można było przez lata obserwować skutki aktywności tektonicznej tego obszaru m.in. w formie bardzo licznych uskoków o zrzutach od milimetrów do co najmniej kilku metrów (ryc. 41B–E).

Obecność tak grubego pokładu węglowego w złożu „Lubstów” rodzi od razu pytanie: a jaka była miąższość torfu, z którego ten pokład powstał? Dlatego „W tak pięknych okolicznościach przyrody... i niepowtarzalnej...” można przedyskutować problem kompaktacji torfu przy przejściu w węgiel brunatny. W tym celu należy obliczyć tzw. **współczynnik kompaktacji (W_k)**, który określa stosunek wyjściowej do obecnej grubości osadu. W przypadku gruntów organicznych (torfy, węgle) zmniejszenie objętości (grubości) osadu polega na współdziałaniu procesów fizycznych, biochemicznych i geochemicznych. Współczynnik kompaktacji dla węgla brunatnych wyznacza się jako iloraz grubości torfowiska w chwili zakończenia jego rozwoju (**T_o**) do dzisiaj obserwowanej miąższości pokładu węglowego (**T_k**). Stosuje się wiele metod do obliczania współczynnika kompaktacji (Widera 2015). Najpopularniejsza jest tzw. metoda stratygraficzna, w której na podstawie danych otworowych można odtworzyć wysokość powierzchni torfowiska, zależnej od wysokości poziomu wód gruntowych (ryc. 42). W efekcie można wyznaczyć głębokość torfowiska (miąższość torfu – T_o) przed przykryciem nadkładem mineralnym (ryc. 42A). Oczywiście dzisiejszą miąższość pokładu znamy (T_k), dlatego współczynnik kompaktacji obliczymy według wzoru: $W_k = T_o/T_k$. Stosując tę metodę, wyznaczono średnią wartość współczynnika kompaktacji dla 1. ŚPWB na równą ok. 2,0, a dla 2. ŁPWB ok. 2,5 (Widera 2015).



Ryc. 42. Sposób wyznaczania współczynnika kompaktacji (torf:węgiel) przy zastosowaniu metody stratygraficznej (wg Widery 2015, zmienione)

Objaśnienia: T_o – wyjściowa grubość torfu (głębokość torfowiska), T_k – grubość torfu po kompaktacji (miąższość węgla brunatnego), inne objaśnienia w tekście.



Ryc. 43. Sposób wyznaczania współczynnika kompaktacji ksylicy (wg Widery 2013a, zmienione)

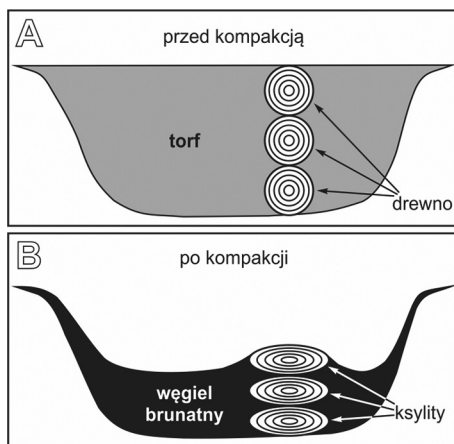
Objaśnienia: r – promień koła, a – dłuższa półoś elipsy, b – krótsza półoś elipsy, inne objaśnienia na ryc. 42 i w tekście.

Oznacza to, że dla powstania 20 m 1. ŚPWB potrzebne było ok. 40 m torfu, zaś dla powstania > 86 m 2. ŁPWB wyjściowa grubość torfu musiała przekraczać 200 m.

Znając współczynnik kompaktacji dla pokładu węglowego, wyznaczony np. metodą stratygraficzną, można określić rozmiary kompaktacji pośrednio, wykorzystując spłaszczone ksylicy. Wiadomo, że przekrój drzewa lub jego powalonych fragmentów (pni, gałęzi, korzeni) jest kolisty (ryc. 43A). Natomiast w terenie można zmierzyć długości półosi ksylicy, którego przekrój poprzeczny jest zbliżony do elipsy (ryc. 43B). Należy też zauważyć, że w czasie procesu kompaktacji dochodzi do odkształceń równopowierzchniowych (Widera 2013a), a ogólny wzór na współczynnik kompaktacji ksylicy jest taki sam jak wyżej przedstawiony, tj.: $Wks = T_o/T_k$. W tym przypadku należy go zapisać jako: $Wks = r/b$. Oczywiście r nie jest nam znane, ale otrzymamy jego wartość poprzez porównanie pola koła (πr^2) i pola elipsy (πab). Po odpowiednich podstawieniach otrzymamy wzór: $Wks = (a/b)^{0.5}$. Wiadomo jednak, że ksylicy są mniej podatne na kompaktację niż cały pokład węglowy, będący mieszaniną głównie ksyliców, detrytusu roślinnego, a także cząstek mineralnych (ryc. 44). Stąd końcowy wzór,

wykalibrowany dla 1. ŚPWB, będzie miał postać: **Wk = 1,67Wks** (Widera 2013a, 2015, 2021).

Na koniec należy przedyskutować pozorny „nadmiar” oraz wysoką pozycję hipsometryczną węgla brunatnego w złożu „Lubstów”. W tym celu wykorzystamy wiedzę o kompaktacji 2. ŁPWB i przekrój geologiczny (ryc. 41A). Krótko mówiąc, należy dokonać „dekompaktacji” węgla poprzez odłożenie wzdłuż otworów wiertniczych pierwotnej grubości torfu – 2,5 razy większej niż grubość węgla w danym otworze. W ten sposób uzyskamy wysokość i kształt powierzchni torfowiska przed przykryciem go osadami mineralnymi. Dlaczego zrekonstruowana powierzchnia torfowiska tworzy „pagórek” o względnej wysokości > 100 m?



Ryc. 44. Schematyczny model przedstawiający różnicowanie rozmiarów kompaktacji między pokładem węglowym a ksylitami (wg Widera 2013a, zmienione)

Pytania zaliczeniowe:

1. Wymień co najmniej 3 fakty geologiczne, które wyróżniały obszar złoża „Lubstów” spośród innych obszarów węglonośnych elewacji konińskiej.
2. Co to jest współczynnik kompaktacji pokładu węglowego i czym różni się od współczynnika kompaktacji ksyliku?
3. Dlaczego w złożu „Lubstów” był pozorny „nadmiar” węgla brunatnego?

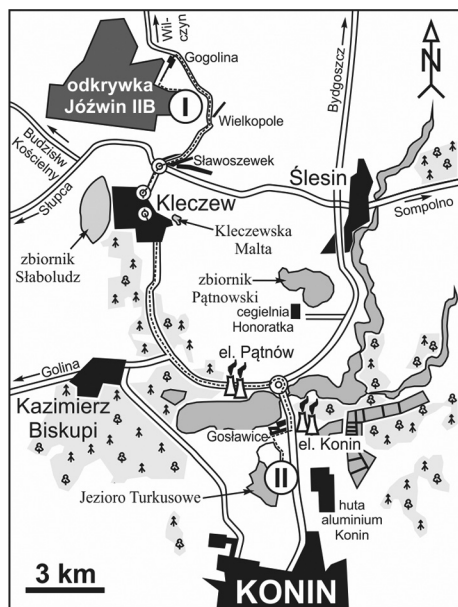
2.3.5. Stanowisko Józwin IIB

Do stanowiska Józwin IIB jedziemy od Konina przez Kleczew, gdzie na dwóch pierwszych rondach skręcamy w pierwszy zjazd w prawo, a trzecie rondo przejeżdżamy na wprost. Następnie skręcamy lekko w prawo i nową drogą przejeżdżamy kolejno przez następujące wioski: Sławoszewek, Wielkopole i Gogolina. W tej ostatniej skręcamy w lewo, do wsi, a następnie mijamy ją i dojeżdżamy w pobliże odkrywki (ryc. 45). Dalej poruszamy się pieszo po odkrywce Józwin IIB.

W ogólnym ujęciu geologia obszaru złoża „Pątnów” (odkrywka Józwin IIB, rów Kleczewa) jest taka sama jak w przypadku złoża „Tomisławice”. Różnice występują w miąższościach i proporcjach między typami skał w obrębie poszczególnych jednostek litostratygraficznych oraz w tym, że w okolicy Kleczewa nie stwierdzono dotychczas osadów paleogeńskich (ryc. 46A). Niemniej jednak w odkrywce Józwin IIB w minionych latach odsłaniały się najlepiej wykształcone lub wręcz unikatowe następujące struktury, osady i formy:

- spękania w węglach;
- mikrodelta krewasowa z deformacjami tektonicznymi;
- koryta rzeczne i paleogleby w różnokolorowych „iłach poznańskich” (ryc. ryc. 46B–E).

Zanim jednak wymienione osobliwości geologiczne zostaną dokładnie omówione, należy trochę uwagi poświęcić czwartorzędowi i metodom badań osadów czwartorzędowych. W okolicach Konina Stankowski i Krzyszkowski (1991) wyróżnili cztery poziomy glin lodowcowych T1–T4, a poziom T1 przypisali zlodowaceniom południowopolskim. Natomiast dwa kolejne poziomy

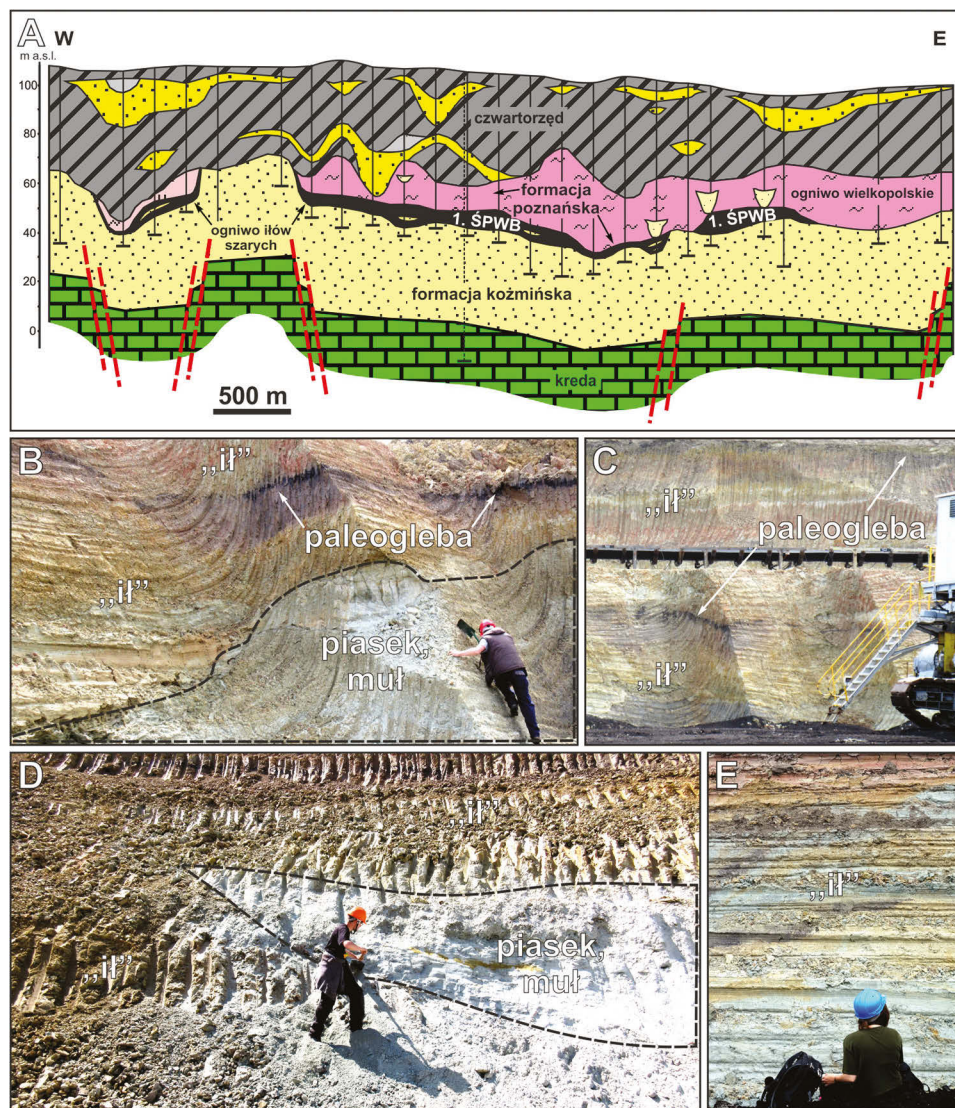


Ryc. 45. Ogólny szkic lokalizacyjny stanowisk Józwin IIB i Maliniec

Objaśnienia: I – stanowisko Józwin IIB, II – stanowisko Maliniec.

(T2 i T3) uznali za gliny warciańskie, przy braku glin odrzańskich. Z kolei poziom T4, miejscami dwudzielny, uznali za gliny zlodowacenia Wisły (Stankowski, Krzyszkowski 1991). Widera (2000), poprzez porównanie z obszarami otaczającymi, i Włodarski (2000), który badał deformacje glacitektoniczne w tzw. „glinach szarych”, skorelowali wspomniany poziom T2 z glinami zlodowacenia Odry. Ten pogląd został potwierdzony badaniami petrograficznymi przez Dobosza (w: Widera red. 2009). Badacz ten wyróżnił 5 poziomów, litotypów glin, z których T3 (ciągły i najbardziej miąższy) został uznany za glinę odrzańską (ryc. 47).

Najbardziej precyzyjnymi metodami badawczymi, używanymi w stratygrafii czwartorzędu, są badania paleontologiczne, w tym badania fauny morskiej i/lub flory lądowej. Niestety na przeważającym obszarze Niżu



Ryc. 46. Geologia i litostratygrafia kenozoiku rowu Kleczewa: **A** – przekrój geologiczny wzdłuż S granicy złoża „Pątnów IV”, odkrywka Józwin IIB, **B–E** – różnokolorowe „iły poznańskie” z piaszczysto-mułowymi paleokorytami rzecznyymi i poziomami paleogleb

Objaśnienia: na ryc. 25A i w tekście.

Polskiego istnieje względnie niewielka liczba stanowisk interglacjalnych z fauną i/lub florą. W okolicach Konina wyjątek stanowią stanowiska z osadami **interstadiału eemskiego**, których dotychczas udokumentowano co najmniej kilkanaście, i jedno stanowisko z **interglacjału mazowieckiego (wielkiego)** (Stankowski, Krzyszkowski 1991, Stankowski 2000). Dlatego stosuje się inne metody, np. petrograficzną i kinetostratygraficzną.

Metoda petrograficzna polega na określeniu składu petrograficznego żwirów zawartych w glinach lodowcowych o frakcji 5–10 mm. Wyróżnia się następujące typy petrograficzne żwirów: skandynawskie skały krystaliczne – K, skały osadowe – O i skały węglanowe – W, które dzieli się na paleozoiczne wapienie – Wp i dolomity – Dp. Dodatkowo żwiry dzieli się na: skały odporne – B i nieodporne – A. Znając ilościowy skład poszczególnych typów petrograficznych żwirów, można określić tzw. **współczynniki petrograficzne**, które wyrażają stosunki ilościowe między wybranymi typami, tj. K/W, O/K, A/B i Dp/Wp. Dla lepszego zobrazowania uzyskanych wyników często trzy pierwsze współczynniki są przedstawiane w postaci graficznej jako tzw. „ptaszko-daszki” (ryc. 47).

Metoda kinetostratygraficzna polega na wyróżnianiu **jednostek kinetostratygraficznych**, czyli sekwencji osadów i struktur glacitektonicznych powstałych w czasie transgresji lądolodu na pewien obszar z określonego kierunku. Granice jednostek kinetostratygraficznych najczęściej nie muszą być zgodne z granicami innych jednostek, tj.: lito-, bio- i chronostratygraficznych. Stosując tę metodę, zakłada się, że każda transgresja lądolodu powinna znaleźć odbicie w postaci określonego zespołu struktur glacitektonicznych w osadach starszych oraz w obrębie równowiekowej gliny bazalnej. Zakładając, że w czasie kolejnych zlodowaceń lądolody transgredowały z różnych kierunków, każda jednostka kinetostratygraficzna powinna różnić się orientacją struktur glacitektonicznych (Berthelsen 1978). Używając metody kinetostratygraficznej, przy braku możliwości wykorzystania innych metod, można korelować ze sobą profile geologiczne (osady) w obrębie tego samego lub różnych, czasem znacznie oddalonych odsłonień (ryc. 48). Metodę tę zastosował dotychczas tylko Włodarski (2000), uznając gliny zlodowacenia Odry za najbardziej miąższą (z głównym kierunkiem deformacji z NNE–SSW do NE–SW) jednostkę kinetostratygraficzną w okolicy Kleczewa.

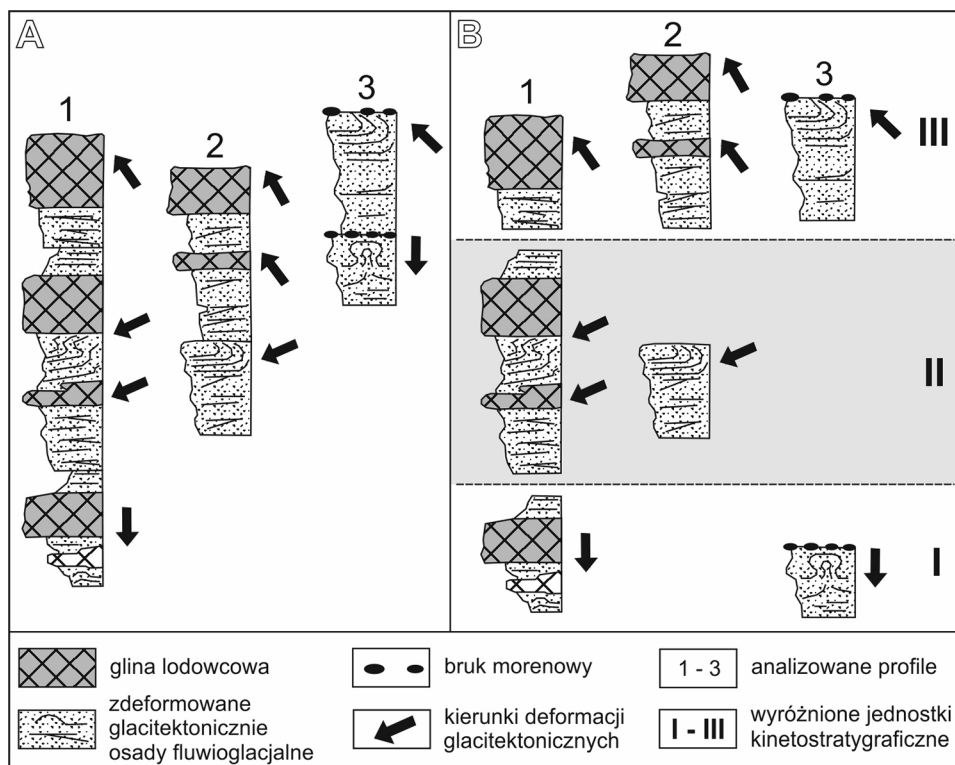
1. środkowopolski pokład węgla brunatnego (1. ŚPWb) w odkrywce Józwin IIB cechuje się najlepiej rozwiniętymi dwoma systemami spękań (ryc.

Złodowacenie/ złodowacenia		Lito- typ	Odkrywka Lubstów	Odkrywka Józwin IIB	Odkrywka Kazimierz N
złodowacenie Wisły		T5	występuje	występuje	
złodowacenie Odry <i>sensu lato</i>	złodowacenie Warty	T4			
	złodowacenie Odry	T3		występuje	
złodowacenia południowo- polskie		T2	nie stwierdzono		
		T1	nie stwierdzono	nie stwierdzono	

Ryc. 47. Stratygrafia glin lodowcowych w odkrywkach KWB Konin na podstawie metody petrograficznej (wg Dobosza w: Widera red. 2009)

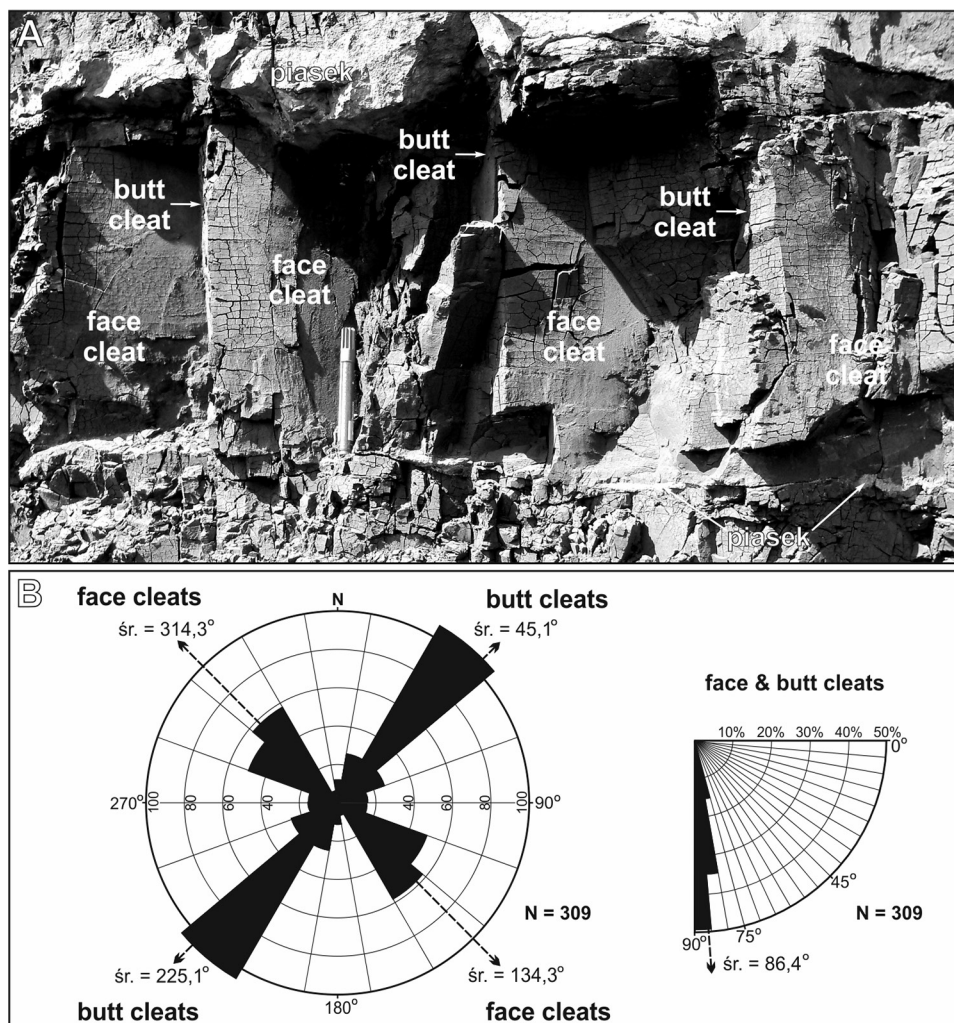
Objaśnienia: w tekście.

49). Są to specyficzne spękania, które nie mają precyzyjnie zdefiniowanego polskiego odpowiednika. Po angielsku nazywają się one **cleats** i oznaczają pionowe, często o otwartych szczelinach, dwa zespoły spękań, które są prawie prostopadłe do siebie i do uławicenia. Pierwszy zespół, dłuższy i ważniejszy, nazywany jest **face cleats**, a drugorzędny, krótszy i nieprzecinający poprzedniego to – **butt cleats** (Widera 2014a, b). Na podstawie ponad 300 pomiarów stwierdzono, że spękania z odkrywki Józwin IIB wypełniają powyższą definicję. Spękania te układają się w 2 zespoły spękań (**face & butt cleats**), które są prawie idealnie prostopadłe do uławicenia (ryc. 49A), a także do siebie wzajemnie (ryc. 49B). Warto zauważyć, że biegi spękań są zbliżone do kierunków NW–SE i NE–SW, z czego pierwszy (**face cleats**) jest równoległy do rozciągłości głównych jednostek tektonicznych na Niżu Polskim. Powstaje więc pytanie, które należy przedyskutować: czy to jest przypadek?



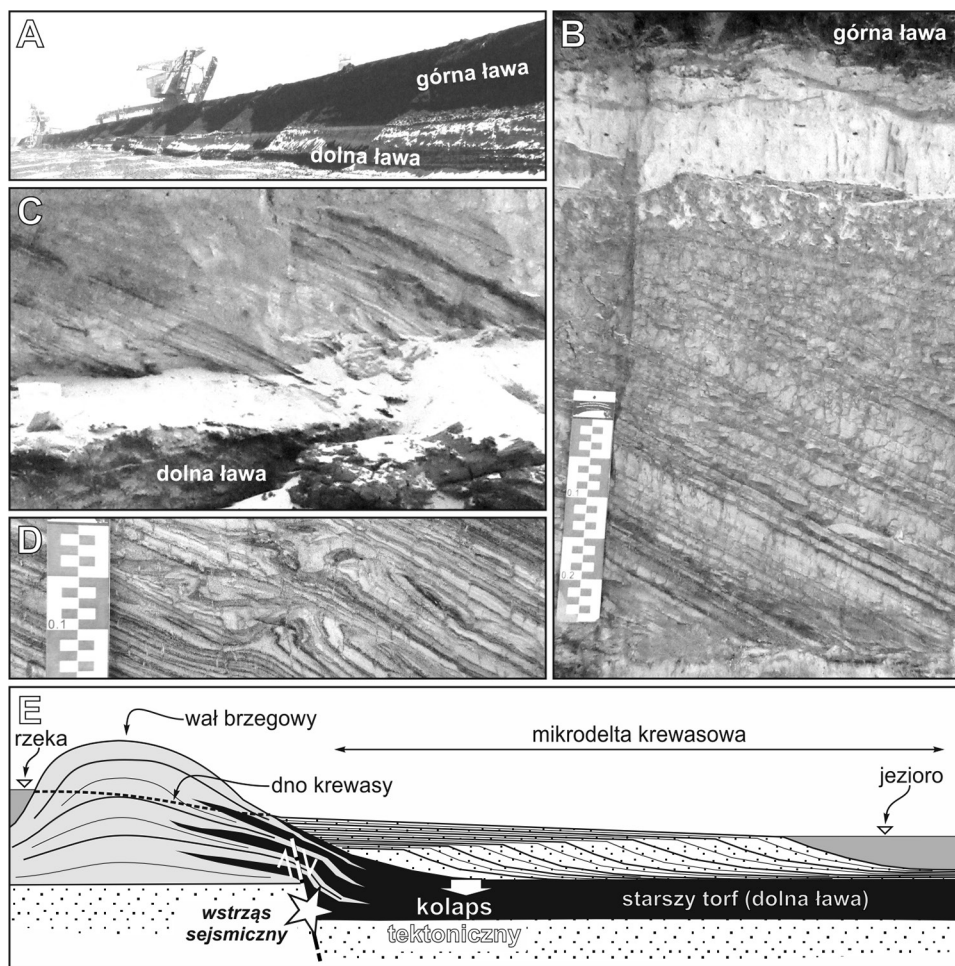
Ryc. 48. Schemat wyróżniania i korelacji jednostek kinostrotygraficznych w osadach glaciegeniczných (wg Berthelsena 1978, zmienione)

W latach 2018–2019 w odkrywce Józwin IIB, w obrębie 1. ŚPWB, odsłaniały się osady **mikrodelty krewasowej** (ryc. 50). Charakteryzowały się one miąższością do 1–2 m i rozciągłością wzdłuż frontów eksploatacyjnych sięgającą kilkuset metrów (ryc. 50A). Typowa dla czoła (mikro)delty jest stroma (15–25°) laminacja, wskazująca na depozycję w wodzie stojącej (ryc. 50B–E). Innymi strukturami, nieopisanymi dotychczas wśród osadów krewasowych ze światowych obszarów węglonośnych, są deformacje kruche i plastyczne (ryc. 50B, D). Ponieważ obszar odkrywki Józwin IIB w czasie środkowioceńskie akumulacji torfu obejmował aktywny tektonicznie rów, powstanie wspomnianych deformacji wolno łączyć ze wstrząsami tektonicznymi (ryc. 50E). Najprawdopodobniej najpierw doszło do deformacji plastycznych – słaby wstrząs, a następnie doszło do nałożenia się na nie deformacji kruchych i powstania brekcji tektonicznej – silny wstrząs sejsmiczny (Chomiak i in. 2019).



Ryc. 49. Spękania w pokładzie węgla brunatnego, odkrywka Józwin IIB: **A** – widok dwóch zespołów spękań w węglu, **B** – diagramy rozetowe azymutów biegu i kątów upadu spękań w węglu (wg Widery 2014b)

„**Iły poznańskie**” to termin bardzo ugruntowany w geologii neogenu, choć nieprecyzyjny – dlatego ujęto go w cudzysłów. Po pierwsze, nazwa „iłów poznańskich” nie pokrywa się znaczeniowo z zasięgiem ogniwa iłów szarych i ogniwa wielkopolskiego, gdyż do „iłów poznańskich” nie należy 1. ŚPWB – główny (dolny) człon ogniwa iłów szarych. Po drugie, pod względem uziarnienia „iły poznańskie” są mieszaniną: iłów, pyłów i drobnych piasków, a dodatkowo wśród nich występują wypełnienia koryt rzecznych

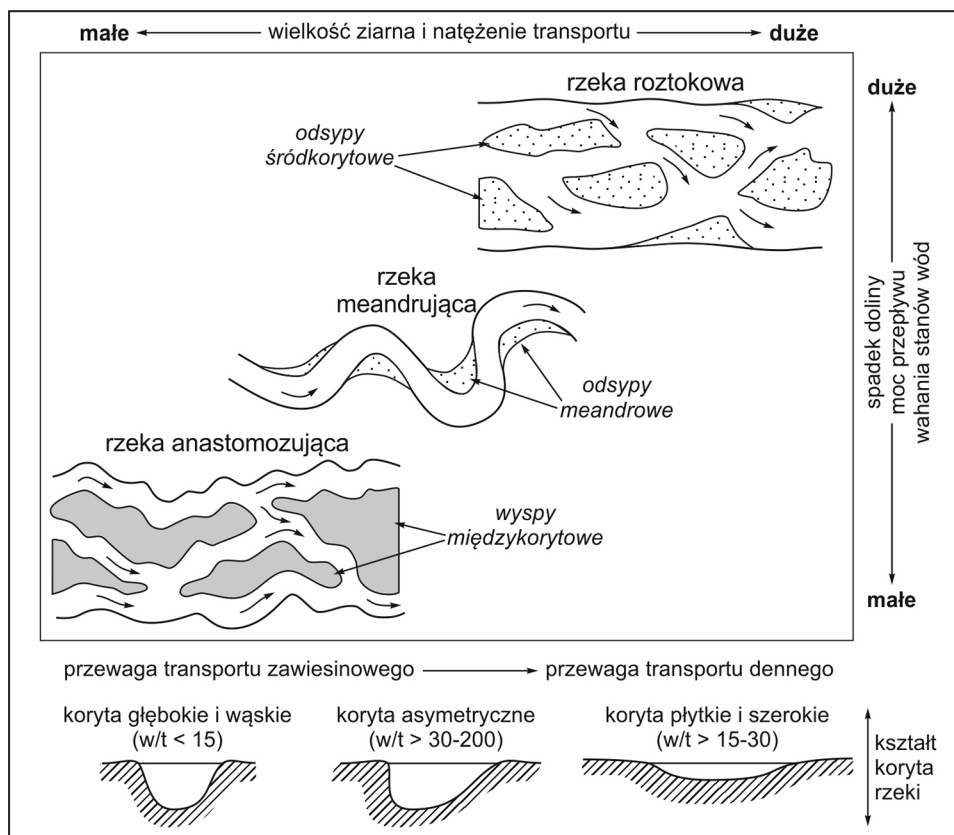


Ryc. 50. Mikrodelta krewasowa, odkrywka Józwin IIB: **A** – ogólny widok, **B–D** – stromo zapadające warstwy czoła mikrodelty z deformacjami nieciągłymi, kruchymi (brekcja tektoniczna) i ciągłymi, plastycznymi, **E** – schematyczny model powstawania mikrodelty krewasowej (wg Chomiak i in. 2019, zmienione)

(piaszczyste, piaszczysto-mułowe i mułowe) oraz paleogleby (patrz ryc. 46B–E). Nazwa „iłów poznańskich” została wprowadzona w połowie XIX w. przez niemieckich badaczy, którzy ich genezę łączyli z tzw. „jeziorem plioceńskim”. W latach 60.–70. XX w. Dyjor (1968, 1970) zaproponował hipotezę jeziorno-morsko-aluwialną ich powstania, zaś ich wiek określano wtedy dość luźno – najczęściej na późnomioceńsko-plioceński lub późnomioceński. Dopiero w połowie lat 90. XX w. podzielono „iły poznańskie” litostratygraficznie. Ich dolną część, tzw. „iły szare” (leżące na stropie 1. ŚPWB

i zawierające detrytus roślinny, w tym ksylity) zaliczono do ogniwa ilów szarych, a tzw. „ił zielony” i „ił płomienisty” zaliczono do ogniwa wielkopolskiego (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995). Badacze ci genetycznie „ił szary” łączyli z 1. ŚPWB, a dla powstania „iłów” ogniwa wielkopolskiego („zielonych” i „płomienistych”) zasugerowali środowisko rzeczne (Piwocki i in. 2004). Wiek „iłów” ogniwa wielkopolskiego obecnie rozciąga się od wyższej części środkowego miocenu po najniższą część wczesnego pliocenu (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995).

Wydaje się, że niezbitych dowodów na fluwialną genezę, w postaci licznych (> 30) koryt rzecznych udokumentowanych w osadach ogniwa wielkopolskiego dostarczył autor tego skryptu wraz ze współpracownikami (Widera 2012, 2013b, Widera i in. 2017a, 2019, Zieliński, Widera 2020). Wypełnienia



Ryc. 51. Układ koryt w podstawowych typach morfologicznych rzek w zależności od dynamiki przepływu i charakteru transportu (wg Zielińskiego 2014, zmienione)
Objaśnienia: w tekście.

tych koryt najczęściej stanowiły piaski i muły (patrz ryc. 46A, B, D), ale zdarzały się też wyłącznie piaszczyste i mułowe (Widera 2013b). Co istotne, w przekroju poprzecznym były one względnie głębokie i wąskie, dla których uśredniony współczynnik w/t (ang. *width/thickness*, czyli szerokość/miaższczość osadów wypełniających) był < 15 . Osady wypełniające omawiane koryta w odkrywcę Józwin IIB cechowały się bogactwem struktur sedimentacyjnych (Zieliński, Widera 2020), w tym unikatowych dla rzek warstwowań, takich jak: faliste, smużyste, soczewkowe (Maciaszek i in. 2019, Widera i in. 2019). Koryta te najczęściej otoczone były przez różnokolorowe „iły” z poziomami paleogleb (patrz ryc. 46, Maciaszek i in. 2020), ale zdarzały się też sytuacje, kiedy były one wcięte (do 4 m) w niżej zalegające węgle (1. ŚPWb). Poznanie podstawowych cech morfometrycznych i litologicznych koryt oraz osadów je wypełniających stwarza doskonałą okazję do przedyskutowania typologii rzek. Innymi słowy, wspomagając się informacjami literaturowymi (np. Zieliński 2014), studenci spróbują rzeki, które zdeponowały „iły” ogniwa wielkopolskiego (osady korytowe i pozakorytowe – różnokolorowe „iły” z glebami kopalnymi), zaklasyfikować do rzek: roztokowych, meandrujących lub anastomozujących (ryc. 51).

Pytania zaliczeniowe:

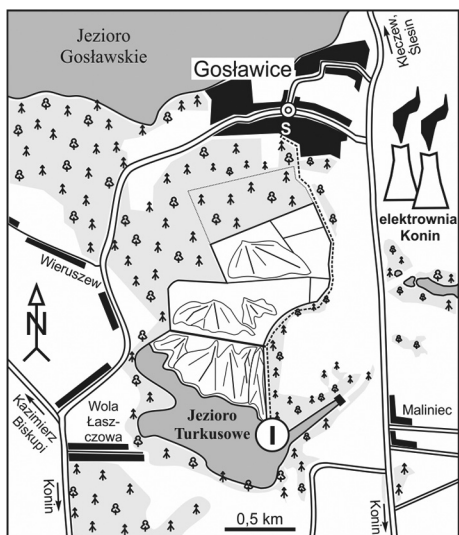
1. *Wymień i krótko omów metody badań używanych w stratygrafii osadów czwartorzędowych.*
2. *Zdefiniuj termin „cleat” i co to jest mikrodelta krewasowa?*
3. *Omów rozwój poglądów na powstanie i wiek tzw. „iłów” ogniwa wielkopolskiego. Podaj 2–3 dowody na ich lądowe, rzeczne pochodzenie.*

2.3.6. Stanowisko Konin-Maliniec

Do stanowiska Konin-Maliniec, które znajduje się w linii prostej ok. 2 km na S od Szkolnego Schroniska Młodzieżowego (SSM) w Koninie-Gosławicach, można się dostać pieszo (ryc. 52). Trasa ma ok. 2,5 km długości. Od SSM najpierw należy iść ścieżką wzdłuż płotu szkoły podstawowej (od strony Orlika), a następnie skręcić w prawo (na S), w polną drogę, która wiedzie wzdłuż wału (ok. 1 km) aż do lasu. Można iść wspomnianą drogą lub po koronie wału – druga opcja gwarantuje lepsze widoki m.in. na osadniki popiołu z konińskich elektrowni. Dalsza część trasy (ok. 1,2 km) prowadzi przez las

ścieżką równoległą do brzegów tego osadnika i Jeziora Turkusowego. Stanowisko Konin-Maliniec znajduje się w najbardziej S części cypla otoczonego przez turkusowe wody zbiornika (ryc. 52).

Stanowisko Konin-Maliniec ma łączną długość ok. 200 m i wysokość do 4,5 m. Do bezpośrednich obserwacji dostępnych jest (po odsłonięciu za pomocą szpadla) kilka fragmentów ścian wyłącznie z osadami czwartorzędowymi. W tym skrypcie omówiono 3 odsłonięcia, które roboczo nazwano: Maliniec E, Maliniec S i Maliniec N. Pierwsze z nich (Maliniec E) to głównie osady glacialne – różne facje glin lodowcowych, a tylko w spągu mogą to być osady fluwioglacialne – piaski i żwiry gliniaste. Wśród glin występują też pogrąży (ryc. 53A, B). Dolna część odsłonięcia Maliniec S obejmuje piaski rzeczne z przewarstwieniami mułów organicznych i szczelinami mrozowymi (ryc. 53C, D). Wyżej zalegają piaski i żwiry fluwioglacialne, przechodzące ku górze w żwiry diamiktonowe („brudne żwiry”) z klinami mrozowymi (ryc. 53E). Jeszcze wyżej mamy powtórzenie sekwencji osadowej z poprzedniego odsłonięcia, tj. glinę lodowcową z pogrążami. Przemieszczając się w kierunku N, można zauważyć względnie duży pogrąż, nazwany przez studentów „dzwonem”, a jeszcze dalej można dokopać się do diapirów mułowych (ryc. 53F, G). Natomiast odsłonięcie Maliniec N ma długość kilkudziesięciu metrów i rozpoczyna się glinami brązowymi, które stopniowo przechodzą w gliny szare (ryc. 53H). W najbardziej N części tego odsłonięcia, w obniżeniu glin szarych, pojawiają się kolejno: piasek, gytia i torf, a wszystko przykryte jest osadem antropogenicznym o charakterze piasku gliniastego lub gliny piaszczystej (ryc. 53I, patrz przód okładki). We wspomnianych piaskach dość licznie występują drobne deformacje, m.in. w postaci uskoków odwróconych i normalnych (ryc. 53J–L).



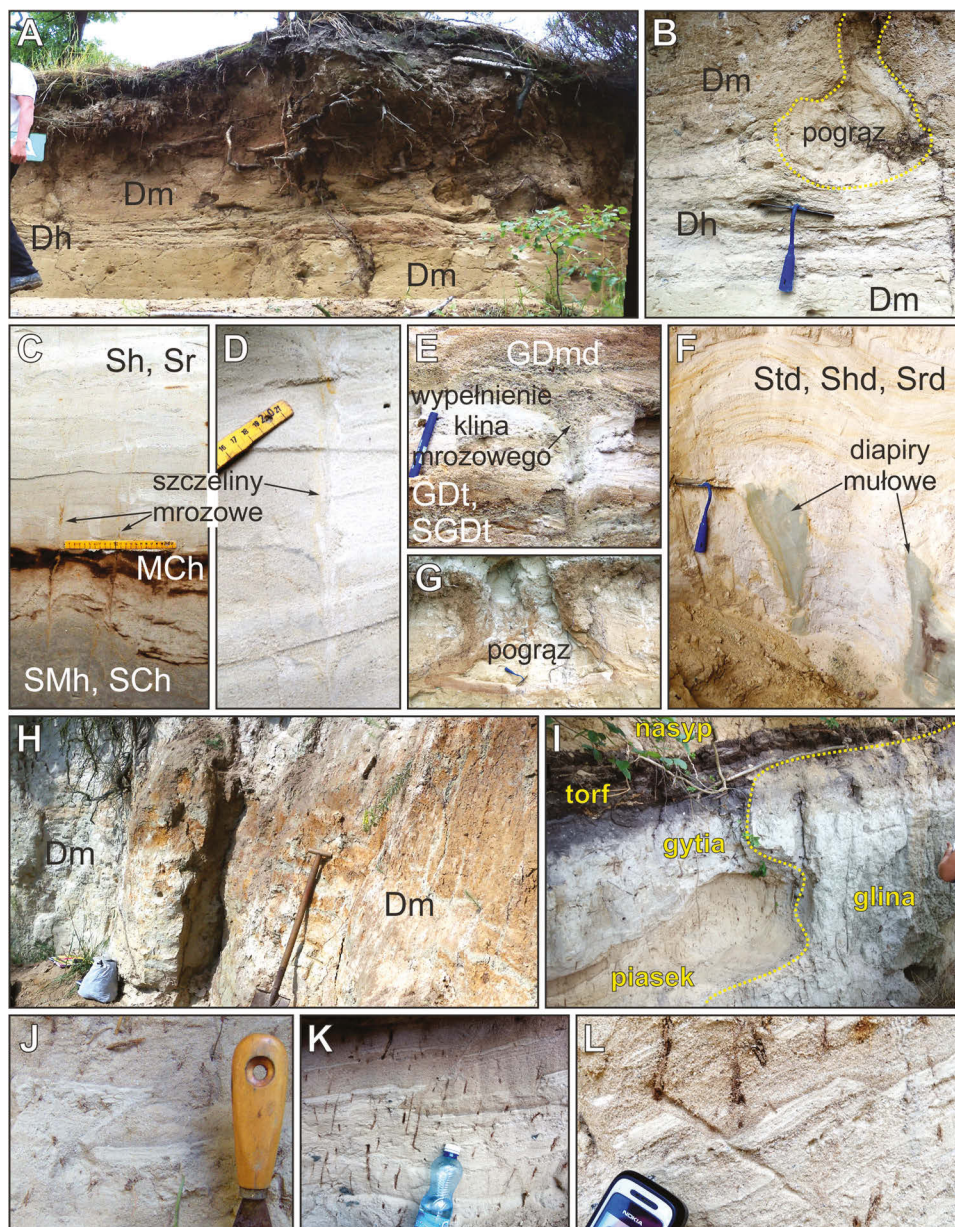
Ryc. 52. Szczegółowy szkic lokalizacyjny stanowiska Konin-Maliniec (porównaj ryc. 45)

Objaśnienia: I – stanowisko Konin-Maliniec, S – Szkolne Schronisko Młodzieżowe (SSM) w Koninie-Gosławicach.

Stanowisko Konin-Maliniec jest doskonałym obiektem dydaktycznym, ale też ważnym dla stratygrafii górnego czwartorzędu. Dzięki występowaniu osadów organicznych pod i nad glinami lodowcowymi (złodowacenie Wisły, faza leszczyńska i poznańska) wiadomo, w jakim przedziale czasowym zostały one zdeponowane. Widoczna na rycinie 53C warstwa mułów organicznych, określana jako „Maliniec II”, została metodą ^{14}C wydatowana na ok. 22 ka BP (Pazdur i in. 1980). Natomiast w rejonie Kleczewa najstarsze daty z osadów nadglinowych otrzymano takie: dla spągowych części gytii ok. 18 ka BP i dla najstarszych torfów 11 ka BP (Stankowski i in. 2013, porównaj ryc. 53I). Zadaniem studentów, w ramach podsumowania wiedzy zdobytej w czasie kursu terenowego, będzie m.in. genetyczne zinterpretowanie osadów i struktur występujących w stanowisku Konin-Maliniec:

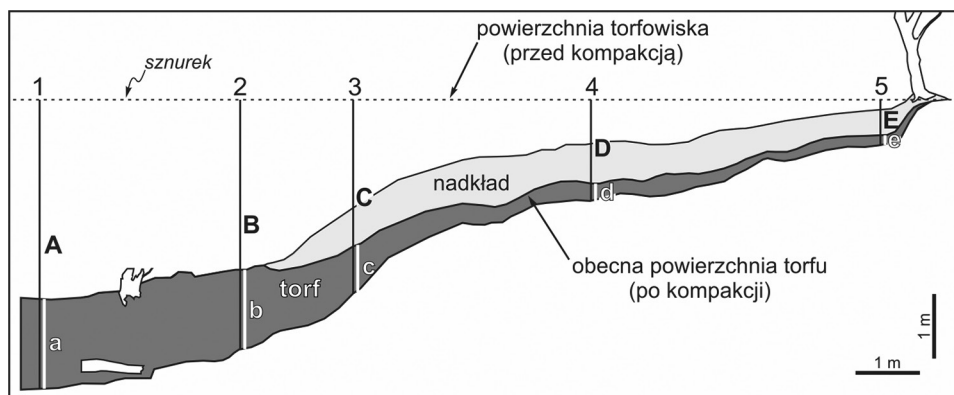
- zaliczenie glin lodowcowych do 2–3 facji, tj. glin z odłożenia (ang. *lodgement till*) i glin z wytopnienia, wytopnieniowych (ang. *melt-out till*) i ewentualnie glin deformacyjnych (ang. *deformation till*);
- powiązanie facji gliny lodowcowej z etapami transgresji i recesji lądolodu skandynawskiego;
- wyjaśnienie mechanizmów (genezy) powstawania pogrązków;
- przedyskutowanie występowania osadów z organiką (mułów organicznych) i struktur kontrakcji termicznej (szczelin i klinów mrozowych) w osadach fluwialnych;
- omówienie genezy „brudnych żwirów” w odniesieniu do położenia czoła lądolodu;
- wyjaśnienie mechanizmów (genezy) powstawania diapirów mułowych;
- wskazanie przyczyny obocznego przejścia glin brązowych w szare oraz określenie ich względnego wieku (która jest starsza?);
- zdefiniowanie gytii;
- wytłumaczenie mechanizmów powstawania uskoków odwróconych i normalnych w piaskach pod torfami i gytiami w kontekście genezy zagłębienia wypełnionego piaskiem, gytią i torfem.

Ostatnim zadaniem studentów, wraz z prowadzącym/i, będzie próba wyznaczenia współczynnika kompaktacji torfu w odsłonięciu Maliniec N. W tym celu zostanie wykorzystana tzw. metoda stratygraficzna (patrz rozdz. 2.3.4, porównaj ryc. 42 i 54). Niezbędny sprzęt potrzebny do wykonania pomiarów i obliczeń to: ok. 20 m sznurka, kij lub gałąź o długości > 3,2 m, miara i kalkulator. Dane do obliczeń odczytamy w terenie według przedstawionego



Ryc. 53. Osady, struktury sedimentacyjne i deformacyjne w stanowisku Konin-Maliniec: **A, B** – odsłonięcie Maliniec E, **C–F** – odsłonięcie Maliniec S, **H–L** – odsłonięcie Maliniec N

Objaśnienia: symbole kodu litofacjalnego w tab. 1, inne objaśnienia na rycinach i w tekście.



Ryc. 54. Schemat wykonywania pomiarów w celu wyznaczenia współczynnika kompaktacji torfu w stanowisku Konin-Maliniec – odsłonięcie Maliniec N

Objaśnienia: 1–5 – punkty pomiarowe, A–E – zrekonstruowana grubość torfu przed kompaktacją w punkcie pomiarowym, a–e – aktualna grubość torfu w punkcie pomiarowym, inne objaśnienia w tekście.

schematu (ryc. 54). Uzyskane w ten sposób dane podstawiamy do wzoru na uśredniony współczynnik kompaktacji torfu: $Wk(torfu) = (A/a + B/b + C/c + D/d + E/e)/5$. Na koniec należy przedyskutować otrzymane wyniki poprzez porównanie ich z wartościami współczynnika kompaktacji uzyskanymi dla 1. ŚPW i 2. ŁPW. Wreszcie pozostaje już tylko życzyć studentom pozytywnego zaliczenia kursu terenowego i samych miłych wspomnień.

Pytania zaliczeniowe:

1. Krótko przedstaw rozwój paleogeograficzny otoczenia stanowiska Konin-Maliniec w późnym czwartorzędzie, uwzględniając datowania radiowęglowe i facje glin.
2. Wymień i krótko wyjaśnij, jak powstały co najmniej 3 struktury deformacyjne występujące w stanowisku Konin-Maliniec.
3. Dlaczego wartość współczynnika kompaktacji torfu jest większa niż ta, którą oszacowano dla pokładów węgla brunatnego w rejonie Konina?

3. Literatura

- Antczak B., 1978. Zróznicowanie facjalne osadów meandrowych łąch wałowych Warty na północ od Śremu. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 31A, 7–31.
- Antczak B., 1986. Transformacja układu koryta i zanik bifurkacji Warty. *Seria Geografia*, 35. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Antczak-Górka B., Nowaczyk B., 2000. Stanowisko 5: Żabinko. Zdarzenia fluwialne i eoliczne na terasie bifurkacyjnej w mosińskim odcinku doliny Warty. [W:] J. Skoczylas, J. Biernacka (red.), *Przewodnik LXXI Zjazdu PTG*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 357–363.
- Bartkowski T., 1957. Rozwój polodowcowej sieci hydrograficznej w Wielkopolsce środkowej. *Zeszyty Naukowe UAM, seria Geografia*, 1, 3–79.
- Berthelsen A., 1978. The methodology of kineto-stratigraphy as applied to glacial geology. *Bulletin Geological Society of Denmark*, 27, 25–38.
- Biernacka J., Wojewoda J., 1992. Cechy teksturalne osadów. [W:] W. Stankowski, W. Biedrowski, J. Biernacka, M. Ciszewska, A. Stankowska, J. Wojewoda (red.), *Trzeciorzędowe osady morskie, jeziorne i bagienne oraz czwartorzędowe osady glacialne rejonu Konina*. *Przewodnik Seminarium Sedymentologicznego*, Instytut Geologii UAM, Poznań, s. 19–23.
- Chmał R., 1990. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Poznań. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Chomiak L., 2020. Crevasse splays within a lignite seam at the Tomisławice opencast mine near Konin, central Poland: architecture, sedimentology and depositional model. *Geologos*, 26, 1, 25–37.
- Chomiak L., Maciaszek P., Wachocki R., Widera M., Zieliński T., 2019. Seismically-induced soft-sediment deformation in crevasse-splay microdelta deposits (Middle Miocene, central Poland). *Geological Quarterly*, 63, 1, 162–177.
- Chomiak L., Urbański P., Widera M., 2020. Architektura i geneza ilów w górnym poziomie węgla brunatnych formacji poznańskiej (środkowy miocen) – odkrywka Tomisławice koło Konina w środkowej Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 68, 6, 526–534.
- Ciuk E., 1965. Sprawozdanie wstępne z poszukiwań złóż węgla brunatnego w rejonie Mosiny. *Kwartalnik Geologiczny*, 9, 4, 879–881.
- Ciuk E., 1967. Litostratygrafia trzeciorzędu w rejonie Leszna. *Kwartalnik Geologiczny*, 11, 4, 920–922.

- Ciuk E., 1970. Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 14, 4, 754–771.
- Ciuk E., 1974. Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapałdkiem przedkarpackim. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 281, 7–48.
- Ciuk E., 1994. Z dziejów rozwoju poszukiwań, badań i górnictwa węgla brunatnego na ziemiach polskich. *Węgiel Brunatny*, 9, 3, 33–37.
- Ciuk E., Grabowska I., 1991. Syntetyczny profil stratygraficzny trzeciorzędu złoża węgla brunatnego Lubstów w Lubstowie, woj. konińskie. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 365, 47–72.
- Ciszewska M., 1992. Malakofauna. [W:] W. Stankowski, W. Biedrowski, J. Biernacka, M. Ciszewska, A. Stankowska, J. Wojewoda (red.), *Trzeciorzędowe osady morskie, jeziorne i bagienne oraz czwartorzędowe osady glacialne rejonu Konina*. Przewodnik Seminarium Sedymetologicznego, Instytut Geologii UAM, Poznań, s. 25–26.
- Dadlez R., Marek S., Pokorski J. red., 2000. Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Deczkowski Z., Gajewska I., Kühn D., 1978. Mapa geologiczna bez utworów kenozoiku (obszar przedsudecki) 1:500 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dobosz T., Widera M., 2008. Żwiry z odkrywki Koźmin Południe KWB Adamów S.A. w świetle badań litostratygraficznych i petrograficznych. *Górnictwo Odkrywkowe*, 2–3, 136–140.
- Dyjur S., 1968. Poziomy morskie w obrębie serii ilów poznańskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 12, 4, 941–955.
- Dyjur S., 1970. Seria poznańska w Polsce zachodniej. *Kwartalnik Geologiczny*, 14, 4, 819–835.
- Dzięczkowski A., Korpikiewicz H., 1979. Zagadka meteorytu Morasko. Krajowa Agencja Wydawnicza, Warszawa.
- Górniak K., Bahranowski K., Ratajczak T., Szydłak T., 1996. Regeneracja ziarn kwarcu w piaszczystych glebach korzeniowych w złożu węgla brunatnego Lubstów k. Konina. *Przegląd Geologiczny*, 44, 6, 626–630.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986. *Zarys sedymetologii*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Grocholski W., 1991. Budowa geologiczna przedkenozoicznego podłoża Wielkopolski. Przewodnik LXII Zjazdu PTG, Poznań, s. 7–18.
- Jaroszewski W. (red.), 1986. Przewodnik do ćwiczeń z geologii dynamicznej. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Kozarski S., 1986. Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niżu Polskim. *Czasopismo Geograficzne*, 57, 247–270.
- Kozarski S., Tobolski K. (red.), 1981. Symposium „Paleohydrology of the temperate zone”. Guide-book of excursions. UAM, Poznań.
- Kozarski S., Gonera P., Antczak B., 1988. Valley floor development and Paleohydrologic changes. The Late Vistulian and Holocene history of the Warta River (Poland). [W:] W.G. Lang, Schlüchter (red.), *Lake, Mire and River Environments*. Balkema, s. 185–203.
- Kozula R., 1998. Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego Koźmin w kat. B+C1+C2. Przedsiębiorstwo Geologiczne PROXIMA S.A., Wrocław.

- Krygowski B., 1961. Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. Cz. I. Geomorfologia. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Poznań.
- Maciaszek P., Chomiak L., Urbański P., Widera M., 2020. New insights into the genesis of the "Poznań Clays" – upper Neogene of Poland. *Civil and Environmental Engineering Reports*, 30, 1, 18–32.
- Maciaszek P., Chomiak L., Wachocki R., Widera M., 2019. The interpretive significance of ripple-derived sedimentary structures within the late Neogene fluvial succession, central Poland. *Geologos*, 25, 1, 1–13.
- Marks L., Ber A., Gogołek W., Piotrowska K., 2006. Mapa geologiczna Polski w skali 1:500 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Miall A.D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13, 1–62.
- Pazdur M.F., Stankowski W., Tobolski K., 1980. Litologiczna i stratygraficzna charakterystyka profilu z kopalnymi utworami organogenicznymi w Malińcu koło Konina (doniesienie wstępne). *Badania Fizjograficzne nad Polska Zachodnią*, A, 33, 79–88.
- Piasecki A., 1999. Kopalnia Węgla Brunatnego Adamów 1959–1999. Wydawnictwo KWB Adamów, Turek.
- Pielach M., 2018. Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, arkusz Poznań, A – mapa utworów powierzchniowych. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Piwocki M., 2001. Nowe poglądy na litostratygrafię paleogenu w Polsce północnej. *Streszczenia referatów PTG, Oddział Poznański*, 10, 50–60.
- Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004. Neogen. [W:] T.M. Peryt, M. Piwocki (red.), *Budowa Geologiczna Polski. T. 1. Stratygrafia. Cz. 3a. Kenozoik – paleogen, neogen*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, s. 71–133.
- Piwocki M., Ziemiańska-Tworzydło M., 1995. Litostratygrafia i poziomy sporowopylkowe neogenu na Niżu Polskim. *Przegląd Geologiczny*, 43, 11, 916–927.
- Pożarski W., 1952. Podłoże mezozoiczne Kujaw. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 55, 26–31.
- Rotnicki K., 1960. Oz Bukowsko-Mosiński. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej PTPN*, 2, Poznań.
- Skompski S., 1994. Quaternary geology near Oborniki, central Great Poland Lowland, with references to palaeontological data. *Folia Quaternaria*, 65, 285–302.
- Skoczylas J., 1994. Użytkowanie surowców skalnych w początkach państwa polskiego w Wielkopolsce. VI Konferencja Sozologiczna i Seminarium Petroarcheologiczne. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Instytut Geologii UAM, Poznań, s. 63–74.
- Stankowski W., 2000. Litologia i stratygrafia młodszego czwartorzędu. [W:] J. Skoczylas, J. Biernacka (red.), *Przewodnik LXXI Zjazdu PTG*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 121–125.
- Stankowski W., Krzyszkowski D., 1991. Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina. [W:] W. Stankowski (red.), *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, s. 11–31.
- Stankowski W., Widera M., Wilkosz P., Danel W., Pielach M., 2013. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Kleczew (476). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

- Teichmüller M., 1958. Rekonstruktion verschiedener Moortypen des Hauptflözes der niederrheinischen Braunkohle. *Fortschrift in der Geologie von Rheinland und Westfalen*, 2, 599–612.
- Szwed J., 1999. Wyspa skarbów. *Węgiel Brunatny*, 27, 2, 26–30.
- Vinken R. (red.), 1988. The Northwest European Tertiary Basin. Results of the IGCP, Project No 124. *Geologisches Jahrbuch Reihe A*, Hannover.
- Widera M., 1998. Ewolucja paleomorfologiczna i paleotektoniczna elewacji konińskiej. *Geologos*, 3, 55–103.
- Widera M., 2000. Stratigraphy and lithology of Quaternary sediments in the Kleczew region and in key sections of the eastern Wielkopolska Lowland, central Poland. *Geological Quarterly*, 44, 2, 212–220.
- Widera M., 2002. Problemy litostratygrafii trzeciorzędu wschodniej Wielkopolski. *Streszczenia referatów PTG, Oddział Poznański*, 11, 15–31.
- Widera M., 2007. Litostratygrafia i paleotektonika kenozoiku podplejstoczeńskiego Wielkopolski. *Seria Geologia 18*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Widera M. (red.), 2009. *Geologia kenozoiku Niżu Polskiego. Przewodnik do ćwiczeń terenowych z geologii kenozoiku i geomorfologii*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Widera M., 2010. The morphology of fossil pebbles as a tool for determining their transport processes (Koźmin South lignite open-cast pit, central Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 80, 3, 315–325.
- Widera M., 2011. Geomorphology, sedimentology and origin of the glacial Złota Góra hills near Konin (Central Poland). *Geological Quarterly*, 55, 3, 235–252.
- Widera M., 2012. Fluwialna geneza ogniwa wielkopolskiego na podstawie danych z obszaru środkowej Polski. *Górnictwo Odkrywkowe*, 53, 1–2, 109–118.
- Widera M., 2013a. Uwagi o wyznaczaniu współczynnika kompaktacji ksyliatów dla pierwszego środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego w centralnej Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 61, 5, 304–310.
- Widera M., 2013b. Sand- and mud-filled fluvial palaeochannels in the Wielkopolska Member of the Neogene Poznań Formation, central Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 83, 1, 19–28.
- Widera M., 2014a. What are cleats? Preliminary studies from the Konin lignite mine, Miocene of central Poland. *Geologos*, 20, 1, 3–12.
- Widera M., 2014b. Lignite cleat studies from the first Middle-Polish (first Lusatian) lignite seam in central Poland. *International Journal of Coal Geology*, 131, 227–238.
- Widera M., 2015. Compaction of lignite: a review of methods and results. *Acta Geologica Polonica*, 65, 3, 367–368.
- Widera M., 2016. An overview of lithotype associations forming the exploited lignite seams in Poland. *Geologos*, 22, 3, 213–225.
- Widera M., 2021. *Geologia polskich złóż węgla brunatnego*. Studia i Prace z Geologii, 3. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Widera M., Chomiak L., 2019. Various genetic types of end moraines in the city of Poznań and its close vicinity, central-western Poland. *Civil and Environmental Engineering Reports*, 29, 3, 218–227.

- Widera M., Chomiak L., Gradecki D., Wachocki R., 2017a. Osady glifu krewasowego z miocenu Polski środkowej w okolicach Konina. *Przegląd Geologiczny*, 65, 4, 251–258.
- Widera M., Chomiak L., Zieliński T., 2019. Sedimentary facies, processes and paleochannel pattern of an anastomosing river system: an example from the Upper Neogene of Central Poland. *Journal of Sedimentary Research*, 89, 6, 487–507.
- Widera M., Kita A., 2007. Paleogene marginal marine sedimentation in central-western Poland. *Geological Quarterly*, 51, 3, 79–90.
- Widera M., Kowalska E., Fortuna M., 2017b. A Miocene anastomosing river system in the area of Konin Lignite Mine, central Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 87, 2, 157–168.
- Widera M., Zieliński T., Chomiak L., Maciaszek P., Wachocki R., Bechtel A., Słodkowska B., Worobiec E., Worobiec G., 2021. Tectonic-climatic interactions during changes of depositional environments in the Carpathian foreland: An example from the Neogene of central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 71(4), 519–542.
- Włodarski W., 2000. Odkrywka Józwin: litologia, stratygrafia i glaciekttonika dolnego i środkowego czwartorzędu. [W:] J. Skoczylas, J. Biernacka (red.), *Przewodnik LXXI Zjazdu PTG*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 112–121.
- Wojewoda J., 1992. Cechy strukturalne osadów. Rekonstrukcja paleogeograficzna i wiek osadów. [W:] W. Stankowski, W. Biedrowski, J. Biernacka, M. Ciszewska, A. Stankowska, J. Wojewoda, (red.), *Trzeciorzędowe osady morskie, jeziorne i bagienne oraz czwartorzędowe osady glacialne rejonu Konina*. Przewodnik Seminarium Sedymentologicznego, Instytut Geologii UAM, Poznań, 23–24, s. 27.
- Zieliński T., 1992. Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego*, 1325.
- Zieliński T., 1993. Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego*, 1389.
- Zieliński T., 1995. Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Uniwersytet Warszawski, Warszawa, s. 220–235.
- Zieliński T., 1998. Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. Uniwersytet Warszawski, Warszawa, s. 195–260.
- Zieliński T., 2014. Sedymentologia. Osady rzek i jezior. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Zieliński T., Widera M., 2020. Anastomosing-to-meandering transitional river in sedimentary record: A case study from the Neogene of central Poland. *Sedimentary Geology*, 404, 105677.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczytko N., Ślęczka A., Żaba J., Żyto K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych Polska Akademia Nauk, Wrocław.



Bogucki
WYDAWNICTWO
NAUKOWE

