

PRACE
PAŃSTWOWEGO
INSTYTUTU
GEOLOGICZNEGO

Tom 209



2024

Przewodnicząca
Komitetu redakcyjnego: Anna HRYNOWIECKA (Gdańsk)

Komitet redakcyjny:

Patrycja DWORCZAK (Warszawa)

Dariusz GAŁĄZKA (Warszawa)

Andrzej GŁUSZYŃSKI (Warszawa)

Jacek GRABOWSKI (Warszawa)

Dorota KAULBARSZ (Gdańsk)

Mirosław LIDZBARSKI (Gdańsk)

Edyta MAJER (Warszawa)

Teresa PODHALAŃSKA (Warszawa)

Sylwester SALWA (Kielce)

Ewa SZYNKARUK (Warszawa)

Jarosław ZACHARSKI (Warszawa)

W serii *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* są publikowane prace oryginalne i przeglądowe.

Prace są indeksowane w *Bibliography and Index of Geology American Geological Institute*, *Elsevier GeoAbstracts*, *Bibliografii Geologicznej Polski* oraz *BazTech*.

Od 2023 r. *Prace* są publikowane jedynie w formie elektronicznej (pliki pdf dostępne on-line: www.pgi.gov.pl). Wersja elektroniczna jest wersją pierwotną i oryginalną.

Redakcja, projekt i opracowanie typograficzne: Ewelina LEŚNIAK, Monika MASIAK,
Magda WILCZYŃSKA

Akceptował dnia 10.05.2024 r.

Zastępca dyrektora PIG-PIB ds. badań i rozwoju

prof. dr hab. Stanisław Z. MIKULSKI

© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa 2024

ISSN 0866-9465

Adres redakcji:

Dział Wydawnictw

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; tel. 22 45 92 480

SPIS RZECZY

Przejawy mineralizacji kruszcowej w skałach obszaru Strzelin–Głucholazy <i>Marek Markowiak</i>	2
Litostratygrafia osadów wyższej części neogenu na obszarze Niżu Polskiego <i>Jacek R. Kasiński, Barbara Słodkowska</i>	25

Marek MARKOWIAK¹

PRZEJAWY MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ W SKAŁACH OBSZARU STRZELIN–GŁUCHOŁAZY

Abstrakt. Na podstawie badań mikroskopowych i w mikroobszarze próbek skał z trzech rejonów morawsko-śląskiej strefy tektonicznej: Wzgórz Strzebińskich, okolic Paczkowa i Głuchołaz, dokonano charakterystyki przejawów mineralizacji kruszcowej tego obszaru. Stwierdzono obecność szerokiego zestawu minerałów kruszcowych, w tym wielu dotychczas na badanym obszarze nierozpoznanych, takich jak: pirit, pirotyn, chalkopiryt, sfaleryt, mielnikowit, mielnikowit-piryt, markasyt, kowelin, digenit, galena, greenockit, carrollit-fletscheryt, bravoit, Co-bravoit, molibdenit, scheelit, tennantyt, minerały z grupy euksenitu (EGM) zbliżone do ytrocra-site-(Y), elektrum, bizmut rodzimy, bismutynit, cosalit, joseit?, tsumoit?, gustavit?, stannin, argentyt, srebro rodzime, ilmenit, rutyl, tytanit, goethyt oraz szereg minerałów pierwiastków promieniotwórczych – uraninit, toryt, coffinit, a także minerałów zawierających pierwiastki promieniotwórcze (w tym wspomniane wyżej minerały grupy euksenitu): rabdofan, uranopolycrase i prawdopodobnie thorbastnäsytt współwystępujący z parisytem. Zespołem mineralnym najpowszechniej spotykanym w całym regionie jest zespół o składzie: pirit, pirotyn, chalkopiryt, sfaleryt, przy czym dwa ostatnie minerały występują podrzędnie. Przejawy mineralizacji pierwiastkami ziem rzadkich wymagają dalszych badań w pierwszej kolejności.

Słowa kluczowe: złoto, mineralizacja REE, okruszcowanie, morawsko-śląska strefa tektoniczna, Strzelin, Głuchołazy.

WSTĘP

W artykule zostały przedstawione wyniki badań przeprowadzonych przez Oddział Górnośląski Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (PIG-PIB) w ramach tematu sfinansowanego przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej (NFOŚiGW) (Lasoń i in., 2018). Publikacja powstała w celu uzupełnienia wyników dotychczasowych badań przejawów mineralizacji kruszcowej na obszarze Strzelin–Głuchołazy.

Zachodnia granica Brunovistulicum (morawsko-śląska strefa tektoniczna) była obiektem licznych opracowań i publikacji dotyczących geologii i tektoniki obszaru oraz okazałych opracowań petrologicznych skał (m.in. Oberc, 1966; Oberc i in., 1986; Oberc-Dziedzic, 1991; Oberc-Dziedzic i in., 2013). Teoretycznie obszar ten, prawdopodobnie genetycznie powiązany ze strefą krakowsko-lubliniecką, w której rozpoznano złożę Cu-Mo-W, jest również potencjalnie

perspektywiczny dla okruszcowania minerałami miedzi, molibdenu, wolframu, cynku, ołowiu i być może również innych metali pozostających w asocjacji z wyżej wymienionymi.

Literatura na temat magmowej i pomagmowej mineralizacji kruszcowej skał masywu Strzelina jest uboga. O występowaniu piryty w niektórych granitoidach i utworach pomagmowych wspominają Schumacher (1878) i Behr (1921), a molibdenitu – Traube (1888) i Kowalski (1967). Okruszcowanie masywu Strzelina zostało najpełniej opisane przez Olszyńskiego (1972), który w utworach pomagmowych (aplitach, pegmatytach i utworach żyłowych) stwierdził występowanie molibdenitu, pirotynu, chalkopiryty, sfalerytu, walerytu (valleriite), kubanitu, bizmutu rodzimego, piryty, mielnikowitu-piryty i mielnikowitu-markasyty, a w kamieniołomie w Pomianowie Górnym – arsenopiryty, löllingitu, piryty, bizmutu rodzimego, bismutynitu, siarkosoli Bi i Pb,

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec.

chalkopiryty, pirotynu, sfalerytu i złota rodzimego (Olszyński, 1997). Najbogatszą mineralizację (głównie pirotyn, chalkopiryt i sfaleryt) wiąże on z etapem hydrotermalnym.

Dane na temat postmagmowej mineralizacji w granitoidach Strzelina zostały przedstawione również przez Stępiświcz (1977), który stwierdził, że główny etap mineralizacji kruszcowej przypada na zakres temperatur 200–350°C, a wśród stwierdzonych minerałów kruszczowych wymienia: pirotyn, pirotyn, chalkopiryt sfaleryt i molibdenit.

Kozłowski i Metz (2003) podczas badań inkluzji w próbkach pegmatytów i żył z granitów Strzelina, Mikoszowa i Gębczyc stwierdzili obecność pirotynu, piryty, chalkopiryty, sfalerytu, molibdenitu, galeny, aikinitu, emplektytu i bizmutu. Minerale te występują jako inkluzje w kwarcu, fluorycie i kalcycie.

W łupkach łuszczycowo-syllimanitowo-kwarcytowych południowej części Masywu Strzelina opisano wysoką koncentrację tlenków Ti i Fe (Dziemiańczuk, Wojnar, 1984).

METODY I ZAKRES BADAŃ

Do poszukiwań przejawów mineralizacji kruszcowej wytypowano trzy rejony: Wzgórze Strzeleńskich, Paczkowa i Głucholaz, z których były opisywane wychodnie skał magmowych, strefy kontaktów ze skałami magmowymi lub przejawy działalności hydrotermalnej. Do badań wybrano 28 odsłoneń (fig. 1).

Z próbek pobranych z kamieniołomów i odsłoneń wykonano 51 preparatów polerowanych, które poddano badaniom petrograficznym kruszców w świetle odbitym za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego JENAPOL. Na tej podstawie wybrano 20 próbek przeznaczonych do szczegółowych badań w mikroobszarze. Badania wykonano w Laboratorium Analiz w Mikroobszarze PIG-PIB w Warszawie z użyciem mikroskopy elektronowej CAMECA SX 100 (stosowano napięcie przyspieszające 15 kV, prąd wiązki 20 nA) oraz skaningowego mikroskopu elektronowego LEO 1430, wyposażonego w detektor dyspersji energii (EDS) firmy Oxford ISIS 300 (stosowano napięcie przyspieszające 20 kV, prąd wiązki 50 μ A, a średnica wiązki wynosiła od 2–5 μ m). Pierwiastki analizowano z wykorzystaniem następujących linii pomiarowych: Ag La, Al Ka, Au Ma, Ba L β , Bi M β , Ca Ka, Cd La, Cl Ka, Co Ka, Cr Ka, Cu Ka, F Ka, Fe Ka, Hg M β , K Ka, Mg Ka, Mn Ka, Mo L β , Na Ka, Nb La, Ni Ka, P Ka, Pb M β , S Ka, Sb La, Se L β , Si Ka, Sn La, Sr La, Ta Ma, Te La, Th Ma, Ti Ka, U M β , Y La, Zn Ka, oraz La La, Ce La, Pr L β , Nd L β , Sm L β , Eu La, Gd L β , Tb La, Dy La, Ho L β , Yb La, Lu L β .

Dla kilku próbek wykonano również analizy powierzchniowe rozkładu intensywności sygnału (tzw. mappingi) przy takich samych parametrach wiązki elektronowej, jak

podczas punktowych analiz ilościowych. Otrzymane mapy rozkładu poszczególnych pierwiastków i obrazy BSE (obraz z detektora elektronów wstecznie rozproszonych) przetworzono w programie SX 100 w celu zobrazowania wzajemnych relacji między składnikami w badanych minerałach. Dla podkreślenia różnic w składzie chemicznym, zastosowano sztuczną skalę barw Quanti. Średni poziom wykrywalności (detekcji) dla analizowanych pierwiastków wynosi (w % wag.): Ag 0,07%; Al 0,03%; As 0,20%; Au 0,15%; Ba 0,30%; Bi 0,2%; Ca 0,02%; Cd 0,06%; Cl 0,03%; Co 0,08%; Cr 0,05%; Cu 0,13%; F 0,08%; Fe 0,06%; Hg 0,20%; K 0,02%; Mg 0,09%; Mn 0,07%; Mo 0,19%; Na 0,03%; Nb 0,055%; Ni 0,09%; P 0,02%; Pb 0,07%; S 0,02%; Sb 0,08%; Se 0,17%; Si 0,025%; Sn 0,07%; Sr 0,05%; Ta 0,075%; Te 0,09%; Th 0,06%; Ti 0,07%; U 0,03%; V 0,012%; Y 0,045%; Zn 0,16% oraz La 0,15%; Ce 0,17%; Pr 0,20%; Nd 0,23%; Sm 0,17%; Eu 0,24%; Gd 0,15%; Tb 0,11%; Dy 0,10%; Tm 0,13%; Yb 0,15%; Lu 0,32%.

W przypadku badań zwietrzliny (ochry) z kamieniołomu Kamienna Góra wykonano analizy chemiczne w Laboratorium Chemicznym PIG-PIB. Zawartości Fe₂O₃ i P₂O₅ oznaczono metodą rentgenowskiej spektrometrii fluorescencyjnej (XRF) w próbkach stapianych, zawartości Ta, U – metodą XRF w próbkach proszkowych prasowanych. Zawartości Ag, As, Be, Bi, Cu, Mo, Te, W oznaczano metodą spektrometrii mas ICP-MS po trawieniu wodą królewską, Au – metodą bezpłomieniowej absorpcji atomowej (GFAAS). Metodą spektrometrii mas ICP-MS oznaczano również zawartości REE w próbkach ilów z Doboszwic.



Fig. 1. Lokalizacja obszarów badań na tle mapy tektonicznej (wg Cymermana, 2010)

Location of study areas against the background of the tectonic map (after Cymerman, 2010)

CHARAKTERYSTYKA PRZEJAWÓW MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ WYSTĘPUJĄCEJ NA BADANYCH OBSZARACH

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ OKOLIC WZGÓRZ STRZELIŃSKICH

Granitoidy waryscyjskie w masywie Strzelina mogły powstawać w trzech etapach, w przedziale czasu 345–285 Ma (Oberc-Dziedzic i in., 2013). W strefie Strzelina–Żulowa plutonizm waryscyjski granitoidów wyróżnia się odmiernością w porównaniu do magmatyzmu waryscyjskiego w innych częściach Sudetów. Wytwarzał liczne małe ciała plutoniczne, a nie pojedyncze duże intruzje (*ibidem*), wyjątkiem jest tutaj stosunkowo duży pluton Żulowej znajdujący się w większości w granicach Republiki Czeskiej.

Wzgórze Strzeleńskie są zbudowane z czterech grup skał krystalicznych: gnejsów, skał starszej serii łupkowej, młodszej serii łupkowej oraz granitoidów (fig. 1). Kompleks Strzelina był intrudowany przez waryscyjskie granitoidy występujące w postaci małych, izolowanych ciał, głównie sztoków i płaskich żył, najczęściej o miąższości od kilku do kilkunastu (rzadziej kilkudziesięciu) metrów. Skały intruzywne są zbudowane z granodiorytów, tonalitów, diorytów kwarcowych, granitów biotytowych oraz granitów dwumikowych (Oberc-Dziedzic i in., 1996). Granity występują przede wszystkim w północnej części regionu, a tonality i dioryty kwarcowe w części środkowej i południowej (Oberc-Dziedzic, 1991).

Masyw strzeleński w okresie od późnego karbonu do paleogenu był prawdopodobnie erodowany, a poziom erozji jest tu głębszy o ok. 2,5 km w porównaniu z obszarem Sudetów Zachodnich (Oberc, 1966). W związku z tym odsłaniają się tu wyłącznie partie korzeniowe intruzji. W takim przypadku erozja usunęła ewentualne najbogatsze w kruszce strefy apikalne intruzji.

Dane geofizyczne i petrologiczne sugerują jednak, że masyw Żulowej oraz Šumperský pluton (ok. 50 km na południowy zachód od Jesenika) są częścią znacznie większego, ale w większości ukrytego ciała granitoidowego (Leichmann i in., 2003). Na wspólne pochodzenie tych granitoidów wskazuje znaczna, ujemna anomalia grawimetryczna na stosunkowo dużym obszarze, rozpoczynająca się w pobliżu miasta Brzeg i ciągnąca się w kierunku południowo-zachodnim na odległość ponad 130 km. Wstępne oszacowanie głębokości plutonu mieści się w przedziale 3,3–5,0 km. To relatywnie duże ciało składające się z różnych typów litologicznych (np. tonality, granity i granodiority) określono jako „batolit śląski”. Na korzyść tej teorii mogłyby świadczyć przeważające drobnokrystaliczne struktury skał magmowych obserwowanych na powierzchni.

CHARAKTERYSTYKA MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ W REJONIE WZGÓRZ STRZELIŃSKICH

Uzupełnieniem danych o mineralizacji kruszcowej, uzyskanych z kamieniołomów i odsłoneń, są informacje z wierceń wykonanych w badanym rejonie. W czasie prac prowadzonych w latach 80. XX w. przez Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu wykonano w rejonie Strzelina (Wzgórze Strzeleńskie, Wzgórze Lipowe i Wzgórze na wschód od Ziębic w okolicach Dębowca) 44 otwory wiertnicze o głębokości do 320 m (Borek, Giszczynski, 1987) i opisano okruszcowanie nawierconych skał (Mastalerz, Niśkiewicz, 1985).

We wszystkich rejonach nawiercono znaczną liczbę żył skał magmowych, przy czym ilościowo przeważają skały serii tonalityowo-diorytowej (1267 m.b. rdzenia) nad granitami (877,5 m.b.). Nawiercono również gnejsy, łupki łuszczkowe i skały wapienno-krzemianowe. Przeprowadzone badania mineralizacji kruszcowej ujawniły występowanie następujących minerałów rudnych (*ibidem*):

- z grupy tlenków – magnetyt, hematyt (głównie martyt), ilmenit i rutil;
- z grupy siarczków – piryty, pirotyn, chalkopiryty, sfaleryty, arsenopiryty, kowelin, markasyt;
- inne – tetraedryt i goethyt.

Wśród minerałów tlenkowych dominuje ilmenit i hematyt, a pod względem genetycznym pierwotnymi minerałami etapu magmowego są: magnetyt, ilmenit i rutil, być może również część hematytu.

Na etapie pomagmowej mineralizacji rudnej powstały siarczki – głównie piryty i pirotyn, którym z reguły towarzyszą niewielkie ilości chalkopiryty i sfalerytu, sporadycznie pozostałe siarczki i siarkosole. Z procesami hipergenicznymi wiąże się powstanie goethytu i kowelinu. Makroskopowo obserwowano przede wszystkim piryty, bardzo rzadko pirotyn i chalkopiryty, pozostałe minerały rozpoznano natomiast wyłącznie w badaniach mikroskopowych. Biorąc pod uwagę mineralizację pomagmową, można stwierdzić, że mineralizacja rudna we wszystkich odmianach gnejsów i granitognejsów jest podobna. Mineralizacja siarczkowa występuje z reguły w formie nierównomiernie rozmieszczonych drobnych skupień lub ubogich impregnacji. Mineralizacja kruszcowa w granicie występuje głównie punktowo (lokalne drobne skupienia), rzadziej w postaci ubogich lub bardzo ubogich impregnacji, niekiedy obejmujących kilkumetrowe odcinki rdzenia. Mineralizacja kruszcowa w serii tonalityowo-diorytowej jest natomiast bardzo drobnoziarnista i bardzo uboga. Obecna jest głównie w formie punktowych skupień i stref zmineralizowanych o miąższości wyjątkowo do ok. 20 m. Stosunkowo najbogatsza mineralizacja kruszcowa występuje na obszarze Wzgórze Strzeleńskich (Mastalerz, Niśkiewicz, 1985).

Strzelin

Wśród intruzji granitoidowych rejonu Strzelina dość powszechnie występują pegmatyty i aplity, jednak rzadko można w nich napotkać okruszcowanie. W trakcie obecnych badań w złożu Strzelin okruszcowanie w granitach obserwowano jedynie sporadycznie (ubogie okruszcowanie pirotytem i mielnikowitem-pirytem), niekiedy jest ono widoczne w drobnych żyłkach ciemnego chlorytu (strigovitu) rozcinających granity i skały osłony. Obserwuje się w nich pirotyn, piryt i chalkopiryt.

W obecnie nieczynnym kamieniołomie strzelińskim (pole Strzelin 1) opisano mineralizację kruszczową molibdenitem związaną z aplitami i pegmatytami (Olszyński, 1972). Aplity, uważane za starsze od pegmatytów, tworzyły w tym kamieniołomie pionowy pień o szerokości kilku metrów, przechodzący ku dołowi w duże ciało aplitowe. Były zbudowane z kwarcu, skaleni, muskowitu, biotyty oraz granatów i cyrkonu.

Pegmatyty były obserwowane nieco rzadziej od aplitów i występowały przede wszystkim w pobliżu grubych żył aplitowych. Zbudowane są one głównie z kwarcu i skaleni oraz biotyty i muskowitu, lokalnie zawierają również turmalin, topaz, beryl, molibdenit, apatyt, a także młodsze minerały: tytanit, strigovit (strzegomit), epidot, desmin, piryt, kaolinit i psydomelan (Kowalski, 1967). W pegmatytach były opisywane również granat i kwarc pochodzenia hydrotermalnego, występujące z reguły w centralnych strefach pegmatytów (Olszyński, 1972). Również koncentracje kruszców pochodzenia hydrotermalnego (głównie pirotyn, chalkopiryt, sfaleryt) można było obserwować wokół opisywanego, wyeksploatowanego pnia aplitowego (pole Strzelin 1; *ibidem*). Wraz z odległością od pnia intensywność okruszcowania malała.

Głównymi minerałami kruszczowymi są: pirotyn, chalkopiryt, sfaleryt, piryt, w pojedynczych przypadkach obserwowano molibdenit. W wyniku obserwacji mikroskopowych rozpoznano również valleriite, kubanit, bismut rodzimy, mielnikowit, mielnikowit-piryt, mielnikowit-markasyt. Powstanie mineralizacji kruszczowej miało miejsce głównie po utworzeniu się żył kwarcowych, w temperaturze powyżej 550°C (pirotyn, chalkopiryt i sfaleryt). W nieco niższych temperaturach krystalizował bismut rodzimy i w wyniku odmieszania roztworów stałych – valleriit i kubanit (Olszyński, 1972). Prawdopodobnie pod wpływem niskotemperaturowych roztworów zachodziło zastępowanie pirotynu mielnikowitem. W żyłach kwarcowych minerały kruszczowe wypełniają drobne spękania, tworzą wrostki w kwarcu lub występują w obrębie skupień strigovitu i innych minerałów pochodzenia hydrotermalnego (*ibidem*). Najmłodszymi utworami pochodzenia hydrotermalnego są żyłki pirytowo-kalcytowe.

Gęsiniec

W nieczynnym kamieniołomie w Gęsińcu eksploatowano zróżnicowane, głębinowe skały magmowe – głównie ciemne tonality i dioryty kwarcowe oraz granodioryty i gra-

nity dwułysczykowe, bardzo niejednorodne pod względem składu mineralnego i struktury. Wyróżnia się pięć odmian skał tego typu, które w całości są określane jako seria tonality-diorytowa (Oberc i in., 1986). Spotyka się również małe ciała skał żyłowych – pegmatyty i aplity. W niewielkiej ilości występują tu metamorficzne skały osłony – gnejsy i amfibolity.

Skały magmowe charakteryzują się ogólnie śladowym, lokalnie ubogim, często zwietrzałym okruszcowaniem. Występujące w kamieniołomie drobnokrystaliczne, jasnoszare granodioryty charakteryzują się śladowym okruszcowaniem, głównie pirytem. Lokalnie w pirytych obserwuje się liczne wrostki apatytu. Niekiedy wokół apatytu tworzą się obwódki goethytowe. Z reguły w pirytych można obserwować wrostki chalkopiryty, który występuje również w formie samodzielnych kryształów. Siarczki te w różnym stopniu są zastępowane przez goethyt. Sporadycznie w pirytych spotyka się wrostki galeny. W pirytych natrafiono również na bardzo drobny wrostek digenitu (Cu_9S_5). W jednej z próbek stwierdzono drobne kryształy uraninitu oraz kryształ molibdenitu o pokroju listewkowym, długości ok. 60 μm .

Wśród minerałów płonnych obecnych w otoczeniu kruszców występują głównie: biotyt, chloryt, kwarc, plagioklaz, skałen potasowy, rzadziej albit, tytanit, syderyt, cyrkon, baryt i apatyt. Dość rozpowszechniony jest także allanit. Tworzy on idiomorficzne kryształy o budowie strefowej i rozmiarach 100–500 μm średnicy. W jednej z próbek jasnoszarego granodiorytu na wszystkich, dość licznych, kryształach allanitu utworzyły się skupienia wtórnych minerałów ziem rzadkich z grupy bastnäsytu: parisytu – $\text{Ca}(\text{Nd,Ce,La})_2[\text{F}_2(\text{CO}_3)_3]$ i thorbastnäsytu $\text{Th}(\text{Ca,Ce})[\text{F}_2(\text{CO}_3)_2] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (Lasoń, Markowiak, 2019).

W ciemnoszarych skałach serii tonality-diorytowej z kamieniołomu w Gęsińcu występuje śladowe okruszcowanie siarczkami. Z minerałów kruszczowych najczęściej jest spotykany piryt i mielnikowit-piryt. Zwykle są to minerały wtórne po pirotynie, którego relikty zachowały się sporadycznie. Z kolei piryt jest miejscami zastępowany przez goethyt. Inne siarczki pojawiają się bardzo rzadko, zazwyczaj jest to chalkopiryt oraz sfaleryt, generalnie z niewielką zawartością Fe.

Na południowej ścianie kamieniołomu w skałach serii tonality-diorytowej natrafiono na dość intensywnie okruszcowane żyły (grubości do 1,5 cm) i gniazda. Są zbudowane głównie z kwarcu z wypełnieniami kalcytowymi. Dominującym minerałem kruszczowym jest piryt tworzący przerosty z minerałami wtórnymi (po lokalnie dobrze zachowanym pirotynie): markasytem, mielnikowitem-pirytem i mielnikowitem (tab. 1). Pirotynowi pierwotnie towarzyszył chalkopiryt. W pirytach spotyka się drobne wrostki złożone z galeny, sfalerytu, bismutynitu i bismutu rodzimego, przy czym galena zawiera drobną domieszkę srebra. Badania w mikroobszarze ujawniły również występowanie argentytu, przeważnie w formie bardzo drobnych impregnacji (fig. 2A, B). Starszymi minerałami od kalcytu są: kwarc, biotyt, granat, cyrkon, monacyt i kordieryt, co wskazywałoby na pegmatytową genezę tej mineralizacji, a równocześnie

Tabela 1

Lokalizacja punktów badawczych wraz z wynikami badań

Location of research points, and research results

Lokalizacja	Kruszce	Minerały ponne
Mikoszów	piryt, pirotyn, chalkopiryt, sfaleryt, ślady galeny, goethyt, ilmenit, tytanit	kwarc, skaień, biotyt, kalcyt, cyrkon, allanit, apatyt, klinoizosyt, syderyt, piroksen
Strzelin 1	pirotyn, pirit, chalkopiryt, ilmenit, tytanit, sfaleryt	kwarc, plagioklaz, K-skaień, biotyt, monacyt, fluoryt, chloryt kalcyt, chloryt, parisyt?
Strzelin 2	piryt, mielnikowit-piryt, pirotyn, markasyt, chalkopiryt, ilmenit	
Górka Sobocka	piryt, chalkopiryt, toryt, rutyl, galena, goethyt, brockit?	kwarc, muskowit, K-skaień, cyrkon, monacyt, ksenotym krysztaly mieszane turmalinu (schörl-dravit-uvit),
Gęsiniec	piryt, mielnikowit-piryt, mielnikowit, pirotyn, markasyt, chalkopiryt, kowelin, molibdenit, scheelit, ilmenit, rutyl, tytanit, sfaleryt, galena, digenit, uraninit, goethyt, tytanit, parisyt?, thorbastnösyt?, hematyt, Bi rodz., bismutynit, argentyt	kwarc, plagioklaz, K-skaień, albit, cyrkon, biotyt, baryt, kalcyt, apatyt, allanit, epidot, chloryt, syderyt, fluoryt, anhydryt, cyrkon, epistilbit diopsyd, parisyt?, fluoryt, granat, monacyt, kordieryt
Przeworno	piryt, mielnikowit-piryt, pirotyn, chalkopiryt, rutyl	biotyt, kalcyt
Kamienna Góra	piryt (mielnikowit-piryt?), chalkopiryt, kowelin, digenit, galena, uraninit, goethyt, pirotyn, coffinit, rutyl, tytanit, greenockit, carrolit-fletscheryt, tennantyt, bravoit, Ni-cattieryt, rabdofan? bismutynit, sfaleryt, elektrum, cosalite, bizmut rodzimy, joseit?, tsumoit?, gustavit?, stannin, argentyt, srebro rodzime, ilmenit, minerały z grupy euksenitu	kwarc, plagioklaz, K-skaień, apatyt, nontronit?, albit, hialofan, muskowit, cyrkon, ksenotym, monacyt, epidot, kaolinit, klinoizosyt?, prehnit?, biotyt, chloryt Fe i Mg, kalcyt
Nadziejów	pirotyn, pirit	
Sławniowice	piryt, pirotyn, chalkopiryt	kalcyt, muskowit, biotyt, grafit
Doboszowice	pirotyn, ilmenit	
Pomianów	piryt, pirotyn, rutyl, leukoksen	
Maciejowice	piryt, pirotyn, chalkopiryt	dołomit-syderyt; kwarc, plagioklaz, magnesoriebekit i omfacyt (minerały z grupy jadeitu), pirop, chloryt andaluzyt, illit, kaolinit

z młodszym kalcytem krystalizował niebieskawy fluoryt. W żyłkach tego typu kalcyt wykazuje czerwoną fluorescencję, co świadczy o domieszce manganu.

Licznie występują minerały tytanu, przy czym pierwotnym minerałem jest ilmenit, zazwyczaj zastępowany przez tlenki tytanu – rutyl lub anataz. Pojawia się tu również tytanit, w którym lokalnie znaczną część tytanu zastępuje glin (pkt 1, 2: fig. 2C, tab. 2). W otoczeniu minerałów tytanowych występuje głównie biotyt lub wtórny chloryt.

W jednej z próbek natrafiono na scheelit – jedyne wystąpienie minerału wolframu na całym badanym obszarze.

Żelazo w scheelicie nie występuje, a Mn i Mo jedynie w ilościach śladowych.

W serii tonalitywo-diorytowej, z minerałów płonnych w otoczeniu kruszców, najczęściej występują: plagioklaz, skaień potasowy, albit, kwarc, biotyt, chloryt, kalcyt, apatyt. Jednym z minerałów akcesorycznych jest allanit, który tworzy tutaj nieregularne skupienia. Brak jest związanych z allanitem wtórnych minerałów ziem rzadkich. Tylko raz napotkano kaolinitową pseudomorfozę po allanicie z drobnymi skupieniami parisytu, a niekiedy spotyka się samodzielne (nie związane z allanitem) bardzo drobne skupienia

Tabela 2

Skład chemiczny [% wag.] tytanitu w skale serii tonalitywo-diorytowej z kamieniołomu w Gęsiniecu (fig. 2C)

Chemical composition [wt.%] of titanite in the rock of the tonalite-diorite series from the Gęsiniec quarry (Fig. 2C)

Punkty	Si	Ca	Ti	Al	Fe	O	Suma	Minerał
1	14,43	21,72	12,20	6,74	0,43	39,37	94,89	tytanit
2	14,67	21,61	14,90	4,82	0,38	39,69	96,07	tytanit

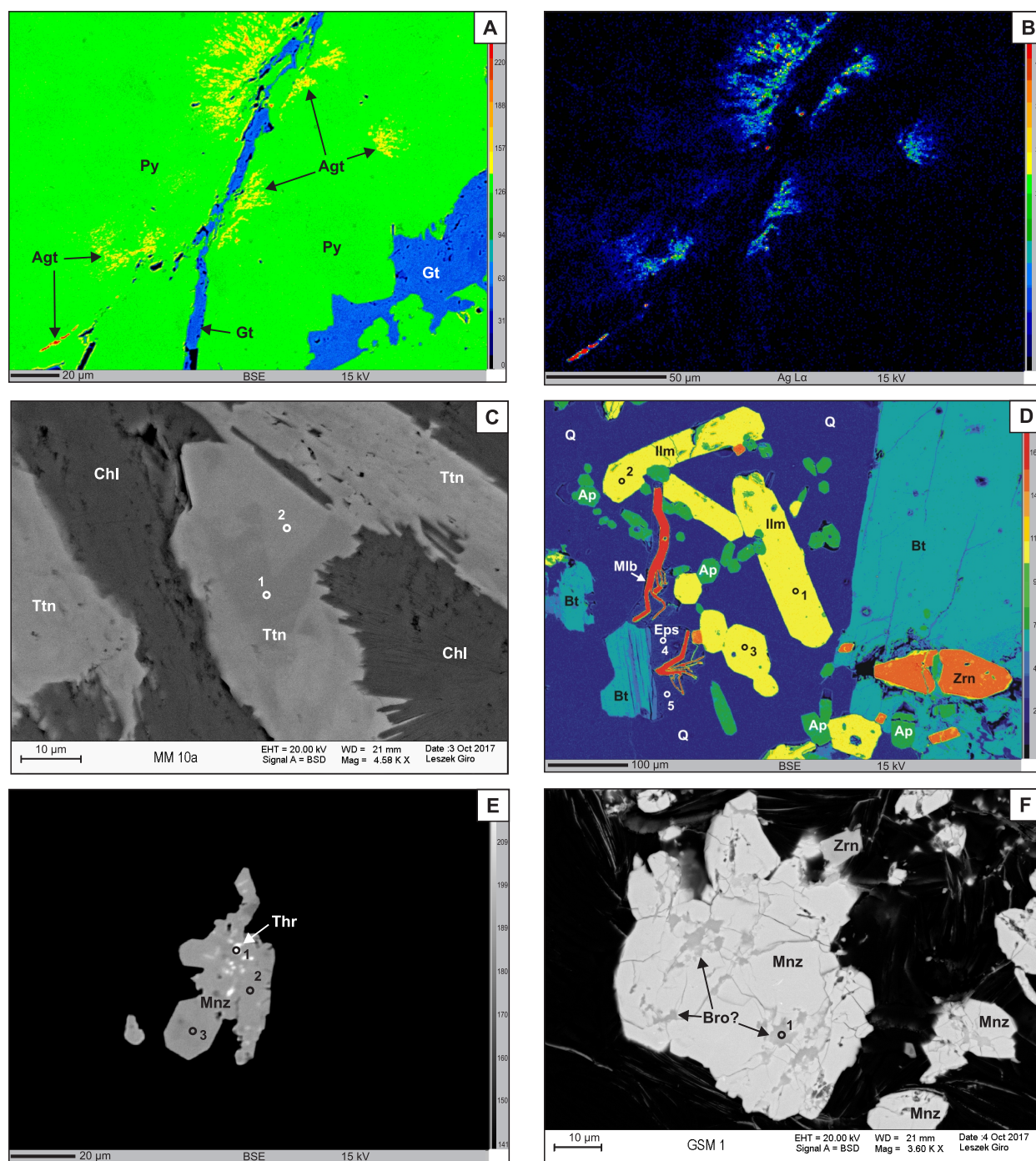


Fig. 2. A. Pegmatyt z kamieniołomu w Gęsińcu. Piryt (Py) zastępowany przez goethyt (Gt), z impregnacjami argentytu (Agt) (obraz BSE w barwach sztucznych). B. Pegmatyt jak na figurze A. Mapa WDS rozkładu Ag (linia $L\alpha$). Argentyt impregnuje piryt (obraz BSE w barwach sztucznych). C. Tonalit-dioryt ciemnoszary z kamieniołomu w Gęsińcu. Kryształy niejednorodnego tytanitu (Ttn) w chlorycie (Chl) (obraz BSE) (analizy – tab. 2). D. Tonalit-dioryt z kamieniołomu w Gęsińcu. Kryształy ilmenitu (Ilm) (analizy – tab. 3), apatyty (Ap), cyrkonu (Zrn) i molibdenitu (Mlb). W otoczeniu występuje kwarc (Q) i biotyt (Bt), a wokół molibdenitu epistylbit (Eps) (analizy – tab. 4) (obraz BSE w barwach sztucznych). E. Zserycytyzowany granitoid z kamieniołomu Górka Sobocka. Monacyt (Mnz) z licznymi wrostkami torytu (Thr) (analizy – tab. 5) (obraz BSE). F. Zserycytyzowany granitoid z kamieniołomu Górka Sobocka. Liczne kryształy monacytu (Mnz) z niewielkimi przerostami prawdopodobnie brockitu (Bro) (pkt 1), w otoczeniu również cyrkon (Zrn) (obraz BSE)

A. Pegmatite from the Gęsiniec quarry. Pyrite (Py) replaced by goethite (Gt), with argentite impregnations (Agt). BSE image in artificial colours. B. Pegmatite as in Figure A. WDS map of Ag distribution ($L\alpha$ line). Argentite impregnates pyrite. BSE image in artificial colours. C. Dark grey tonalite-diorite from the Gęsiniec quarry. Heterogeneous titanite (Ttn) crystals in chlorite (Chl) (BSE image) (analyses – Tab. 2). D. Tonalite-diorite from the Gęsiniec quarry. Ilmenite (Ilm) crystals (analyses – Tab. 3), apatite (Ap), zirconium (Zrn) and molybdenite (Mlb). Quartz (Q) and biotite (Bt) are present in the surroundings, and epistilbite (Eps) around molybdenite (analyses – Tab. 4). BSE image in artificial colours. E. Sericitized granitoid from the Górka Sobocka quarry. Monazite (Mnz) with numerous thorite (Thr) inclusions (analyses – Tab. 5). BSE image. F. Sericitized granitoid from the Górka Sobocka quarry. Numerous monazite crystals (Mnz) with small intergrowths, probably of brockite (Bro) (point 1), also zirconium (Zrn) in the surroundings. BSE image

minerałów ziem rzadkich (fluorowęglanów). Zaobserwowano również minerały takie jak fluoryt i anhydryt.

W północno-wschodniej części kamieniołomu występuje szara skała o charakterze diorytu, z niemal czarnymi skupieniami (szlirami) zbudowanymi głównie z biotyту, w którym obficie jest rozproszony ilmenit (pkt 1–3: fig. 2D, tab. 3) oraz apatyt i cyrkon. W otoczeniu występują również plagioklaz, rzadziej skałen potasowy oraz kwarc. W tego typu szlirach koncentruje się także piryt. Niekiedy w formie mikrożyłek występuje on między pakietami biotyту lub w spękaniałach skałeni. Czasami tworzy większe skupienia i cementuje kryształy ilmenitu, apatyту i cyrkonu, a lokalnie jest zastępowany przez goethyt. Ilmenit jest dobrze zachowany i charakteryzuje się dość dużą zawartością Mn oraz śladowymi ilościami Nb i V (fig. 2D, tab. 3). Jednemu ze skupień ilmenitu z apatytem towarzyszą kryształy molibdenitu (fig. 2D). Większy z kryształów osiąga długość 0,175 mm. Kryształy molibdenitu występują w mineralu, który można zidentyfikować jako epistilbit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ z grupy zeolitów (pkt 4, 5: fig. 2D, tab. 4). W jednym przypadku zaobserwowano chalkopiryt zastępowany przez kowelin.

Górka Sobocka

Około 7 km na południowy zachód od kamieniołomów w Strzelinie znajduje się czynny kamieniołom granitoidów w Górce Sobockiej. Eksploatowane są tu jasne, drobno-kryształiczne granity biotyutowo-muskowitowe (III etap magmatyzmu) rozcięte nielicznymi żyłami pegmatytów. W porównaniu do innych granitów tego regionu skały są tu objęte dość intensywnymi hydrotermalnymi przeobrażeniami. Lokalnie są rozcięte mlecznymi do czarnych żyłami

kwarcowymi, grubości kilku do kilkunastu centymetrów, z intensywną impregnacją minerałami kruszcowymi. Miejscami występują kwarcowe szczotki krystaliczne i wypełnienia czarnym minerałem, prawdopodobnie goethytem. Wokół tych żył skała jest zielonkawa, niekiedy rozcięta siecią drobnych żyłek i mikrożyłek kwarcowych oraz silnie zmetasomatyzowana (metasomatyt kwarcowo-muskowitowy) z wtarceniami nielicznymi, ale dużych idiomorficznych kryształów pirytu (do 7 mm).

W niezmiennych granitach brak minerałów kruszcowych, natomiast w metasomatytach występują kilkumilimetrowe skupienia kryształów pirytu. Zawierają liczne wrostki skały płonnej. W pirycie spotyka się bardzo drobne wrostki chalkopirytu i galeny, rzadziej torytu $\text{Th}[\text{SiO}_4]$. Toryt zdecydowanie częściej pojawia się w formie wrostków w monacycie (pkt 1: fig. 2E, tab. 5). Monacyt jest minerałem dość rozpowszechnionym w tej skale (pkt 2, 3: fig. 2E, tab. 5; fig. 2F). Występuje zarówno w formie rozproszonej (fig. 2E, F), jak i w formie wrostków w pirycie. Towarzyszy mu ksenotym, czasami również cyrkon (fig. 2F) i rutyl. Rutyl zawiera domieszkę Nb (1,06%). Udział Th w monacycie jest dość duży (0,7–1%), a Y jest równomiernie rozproszony w całym monacycie – średnia zawartość Y w analizowanych monacytach wynosi 0,42% wag. (tab. 5).

W jednym z monacytów zaobserwowano nieregularne wrostki (pkt 1: fig. 2F), których skład przedstawia krzywa EDS (fig. 3). Identyfikacja tego minerału nie jest jednoznaczna, można jednak przypuszczać, że jest to brockite $(\text{Ca}, \text{Th}, \text{Ce})(\text{PO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$, opisywany jako rzadki akcesoryczny minerał występujący w granitach i pegmatytach (<http://webmineral.com/specimens/gallery.php?st=241&init=P#.X6J5xLiQnih> [dostęp: 18.11.2023]) lub jako minerał silnie zwiętrzałych

Tabela 3

Skład chemiczny [% wag.] ilmenitu w skale serii tonalitowo-diorytowej z kamieniołomu w Gęsińcu (fig. 2D)

Chemical composition [wt.%] of ilmenite in the rock of the tonalite-diorite series from the Gęsiniec quarry (Fig. 2D)

Punkty	Fe	Ti	Mn	Nb	Ca	V	Mg	O	Suma	Minerał
1	34,27	31,36	2,14	0,15	—	0,03	—	31,49	99,44	ilmenit
2	34,18	31,26	2,11	0,17	—	0,05	0,03	31,44	99,23	ilmenit
3	34,13	31,29	2,12	0,15	0,02	0,03	0,03	31,45	99,21	ilmenit

„—” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Y, Al, Th, Cl, P, Ta, Ce

“—” – concentration below detection limit. The detection level do not exceed: Y, Al, Th, Cl, P, Ta, Ce

Tabela 4

Skład chemiczny [% wag.] epistylbitu w skale serii tonalitowo-diorytowej z kamieniołomu w Gęsińcu (fig. 2D)

Chemical composition [wt.%] of epistilbite in the rock of the tonalite-diorite series from the Gęsiniec quarry (Fig. 2D)

Punkty	Si	Al	Ca	Mg	Na	K	Fe	Ba	Sr	O	Suma	Minerał
4	28,28	9,06	6,42	0,03	0,13	0,66	0,12	0,13	0,14	43,13	88,09	epistylbit
5	28,14	8,99	6,19	—	0,06	0,62	0,10	—	—	42,75	86,85	epistylbit

„—” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: F, Zn, Mn, Ti, P, S, Cl, Ni, Cr, V

“—” – concentration below detection limit. The detection level do not exceed: F, Zn, Mn, Ti, P, S, Cl, Ni, Cr, V

Tabela 5

Skład chemiczny [% wag.] monacytu i torytu w zserycytyzowanym granitoidzie z kamieniołomu Górka Sobocka (fig. 2E)

Chemical composition [wt.%] of monazite and thorite in sericitized granitoid from the Górka Sobocka quarry (Fig. 2E)

Pkt	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Dy	Y	Th	P	Si	K	Ca	Sr	Pb	O	Suma	Minerał
1	5,61	14,68	1,48	5,79	1,02	0,69	0,14	0,38	34,00	7,43	3,84	—	0,19	0,06	0,35	23,91	93,97	toryt + monacyt
2	13,29	29,14	2,48	10,18	1,65	0,96	0,17	0,45	0,74	12,91	0,07	—	0,10	—	—	26,88	85,73	monacyt
3	15,47	29,21	2,41	8,60	1,42	0,95	0,18	0,42	1,03	13,15	0,07	0,02	0,13	—	—	27,31	84,94	monacyt

„—” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Al, Eu, Fe, As, U, S

“—” – concentration below detection limit. The detection level do not exceed: Al, Eu, Fe, As, U, S

granitów (Rösler, Lange, 1979). W tym przypadku jest to minerał wtórny po monacycie. W otoczeniu opisywanych minerałów występuje przede wszystkim kwarc i muskowit oraz skałek potasowy.

Jedna z próbek pochodzących z tego kamieniołomu reprezentuje pegmatyt zbudowany z alkalicznych skałek

ni, biotyту, jasnego łyszczyka w formie „miotłkowych” agregatów, kwarcu oraz czarnego turmalinu. Badania XRD wykazały, że są to kryształy mieszane turmalinu (schörl-dravit-uvit). Skalenie (mikroklin) w pegmatytach z Górki Sobockiej wykazują bładoniebieską luminescencję.

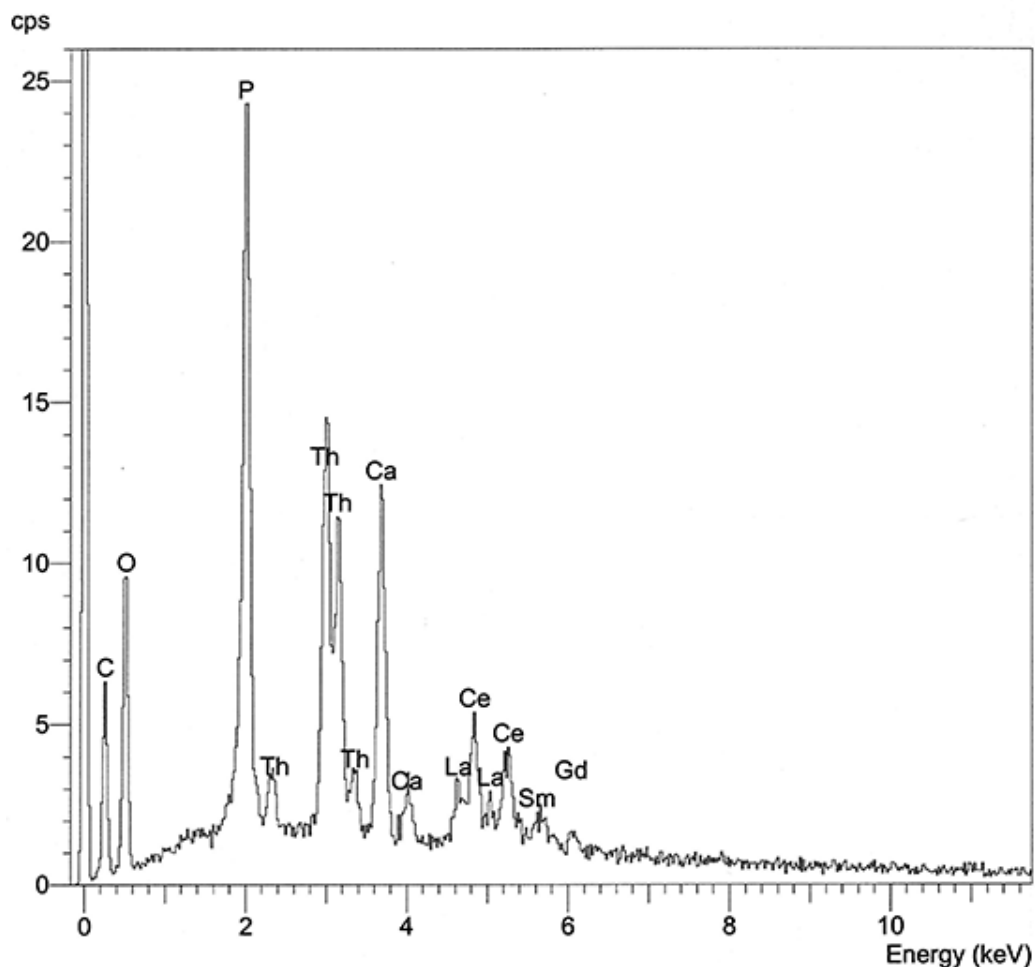


Fig. 3. Wykres EDS brockite? z kamieniołomu Górka Sobocka na podstawie badań w mikroobszarze (pkt 1 na figurze 2F)

EDS curve of brockite? from the Górka Sobocka quarry based on micro-area research (Fig. 2F, point 1)

Mikoszów

W trakcie obecnych badań ubogie okruszcowanie pirotytem i mielnikowitem-pirytem w granitach w Mikoszowie obserwowano jedynie sporadycznie. Niekiedy kruszce, podobnie jak w Strzelinie, są widoczne w drobnych żyłkach ciemnego chlorytu (strigovitu) rozcinających granity i skały osłony. Można w nich napotkać pirotyn, piryt i chalkopiryt.

W gnejsach z Mikoszowa obserwowano skupienia allanitu, jednak brak związanych z nim wtórnych minerałów ziem rzadkich.

Przeworno, Gębczyce

Krystaliczne skały węglanowe (marmury) występują zarówno w Przewornie, jak i w Gębczycach (proterozoik–starszy paleozoik). Badaniom poddano kilka próbek z tych skał, występujących blisko kontaktu z granitoidami.

W marmurach eksploatowanych dawniej w kamieniołomie w Przewornie stwierdzono piryt, mielnikowit-piryt, pirotyn oraz chalkopiryt narastający na piryście lub tworzący wrostki w pirotynie, niekiedy obserwuje się rozproszone tlenki tytanu. Z minerałów płonnych w kalcycie zaobserwowano jedynie biotyt. Olszyński (1973) stwierdził, że minerały kruszcowe w kamieniołomie w Przewornie koncentrują się w partiach marmuru czarnego i są związane z drobnymi (2–50 mm) żyłkami kalcytowo-kwarcowymi. W pobliżu żył marmur jest dość intensywnie impregnowany siarczkami (do kilku procent objętości skały). Wśród kruszców występuje głównie pirotyn i piryt, podrzędnie mielnikowit-piryt, chalkopiryt i sfaleryt.

W wapieniach krystalicznych eksploatowanych kiedyś w Gębczycach obecnie praktycznie brak odsłonięć niezwiędzłej skały. Według Olszyńskiego (1973) w skałach z Gębczyc skupienia kruszcowe mają taki sam skład mineralny, jak skupienia występujące w żyłach kalcytowo-kwarcowych w Przewornie, dodatkowo zanotował występowanie drobnych ilości mielnikowitu. Można przypuszczać, że mineralizacja kruszcowa (pirotyn-piryt-chalkopiryt-sfaleryt) powstała w temperaturach zbliżonych do 250°C.

W utworach kruszczowych Przeworna i Gębczyc brak jest struktur rozpadu sfalerytu i chalkopirytu i nie uwidoczniły się tu etapy wyższych temperatur. Ponieważ zespół minerałów siarczkowych wykazuje podobieństwo do pomagmowych utworów kruszczowych występujących w samych granitoidach strzelińskich, można przypuszczać, że pomagmowe procesy kruszczowe związane z waryscyjskimi intruzjami granitoidowymi miały szeroki zasięg i objęły także metamorficzną osłonę granitoidów (Olszyński, 1973).

CHARAKTERYSTYKA MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ REJONU GŁUCHOŁAZ

Kamienna Góra

W kamieniołomie Kamienna Góra k. Nadziejowa, w obrębie proterozoicznych gnejsów, występuje intruzja waryscyjskich granitów zaliczanych do batolitu Żulowej. W granitoidach Żulowej datowanie cyrkonu U-Pb (Laurent i in., 2014) ujawniło synchroniczne powstanie różnych typów petrograficznych intruzji: granitu biotytowego (291 ±5 Ma) oraz granodiorytu i monzodiorytu kwarcowego (292 ±4 Ma).

W kamieniołomie eksploatuje się jasnoszare, średniokrystaliczne granity biotytowe. Granity zanurzają się na wschód pod skały metamorficzne i na wschodniej ścianie jest widoczny ich kontakt z gnejsami.

Granitoidy oraz gnejsy charakteryzują się przeważnie śladowym okruszcowaniem, zwykle pirytem, lokalnie zastępowanym przez goethyt. Skały te sporadycznie są rozcięte żyłkami kilku generacji. Rzadko można tu spotkać aplity lub pegmatyty. Jednymi z częściej spotykanych form żyłowych rozcinających granity są mikrożyłki (poniżej 1 mm grubości) z szerokimi, zielonkawymi aureolami metasomatycznymi (do 1 cm szerokości z każdej strony). Kruszce występują przede wszystkim w szczelinie centralnej, w mniejszym stopniu są rozproszone w aureoli metasomatycznej. Głównym minerałem kruszczowym jest piryt (pkt 1: fig. 4B, tab. 6). Jego kryształy są zwykle bardzo silnie spękanne i wzdłuż spękań jest on zastępowany przez goethyt. W mikrożyłkach stwierdzono również chalkopiryt (fig. 4A,

Tabela 6

Skład chemiczny [% wag.] siarczków w mikrożyłce rozcinającej granitoid w kamieniołomie Kamienna Góra (fig. 4B)

Chemical composition [wt.%] of sulphides in the granitoid-cutting microvein in the Kamienna Góra quarry (Fig. 4B)

Punkty	S	Pb	Cu	Fe	Suma	Minerał
1	52,75	—	0,27	44,83	97,85	piryt
2	22,65	—	76,77	0,29	99,71	digenit
3	21,70	—	77,14	0,69	99,53	digenit
4	21,47	0,05	77,47	0,59	99,57	digenit
5	35,11		34,97	28,27	98,36	chalkopiryt
6	35,07		35,02	28,36	98,45	chalkopiryt

„—” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności / concentration below detection limit

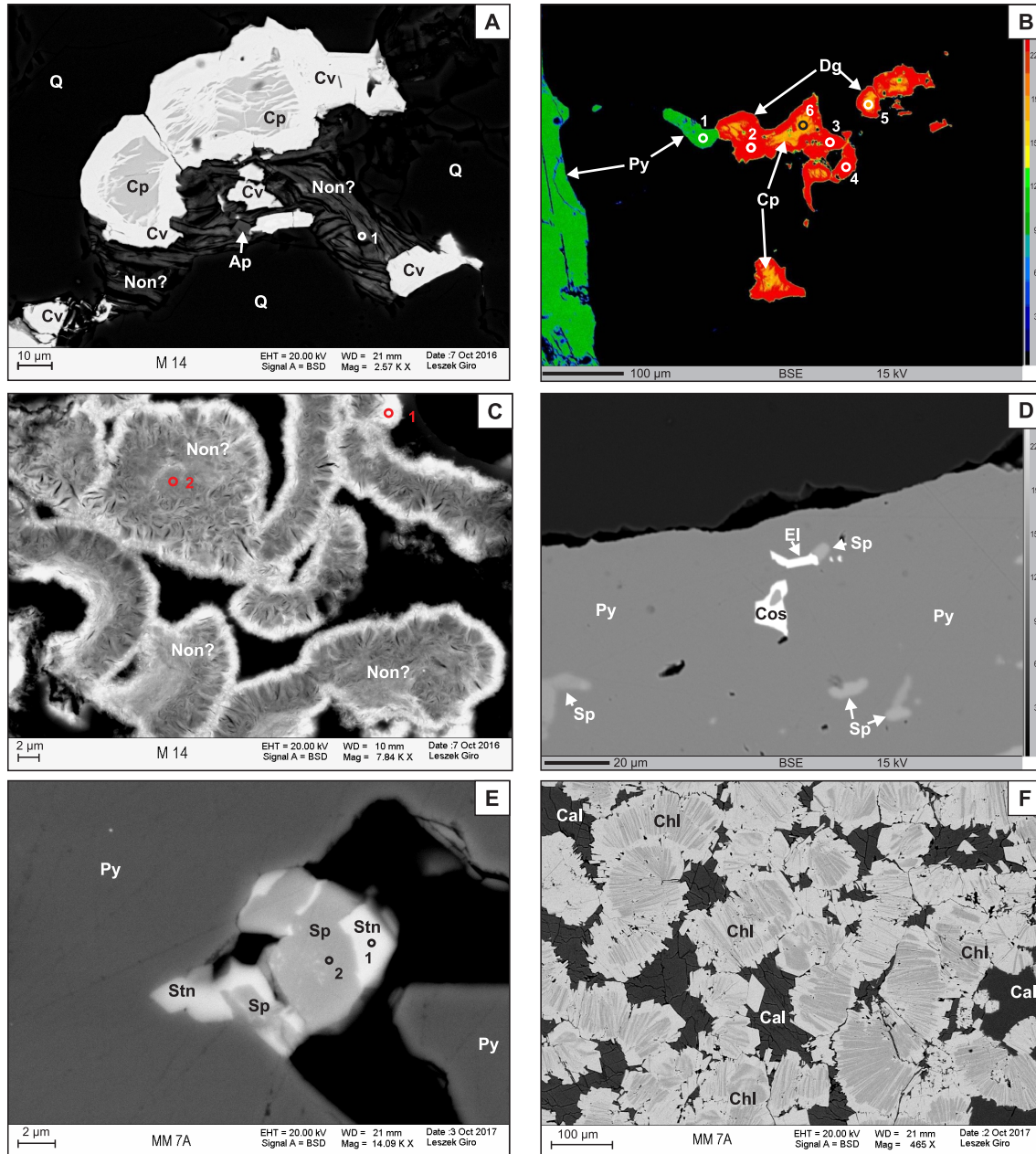


Fig. 4. **A.** Granitoid z kamiieniołomu Kamienna Góra – mikrożyłka z szeroką aureolą metasomatyczną. Chalkopiryt (Cp) zastępowany przez kowelin (Cv) w otoczeniu kwarcu (Q) i minerału ilastego (nontronitu? – Non? – [tab. 7](#)) z pojedynczym kryształem apatytu (Ap). Obraz BSE. **B.** Granitoid z kamiieniołomu Kamienna Góra – mikrożyłka z szeroką aureolą metasomatyczną. Piryt (Py) oraz relikty chalkopiryty (Cp) zastępowanego przez digenit (Dg) (analizy – [tab. 6](#)) (obraz BSE w barwach sztucznych). **C.** Granitoid z kamiieniołomu Kamienna Góra – mikrożyłka z szeroką aureolą metasomatyczną. Nontronit? w zewnętrznej części skupień mineralnych zawiera Bi (obraz BSE) (analizy – [tab. 7](#)). **D.** Pegmatyt z kamiieniołomu Kamienna Góra. Kryształ pirytu (Py) z wrostkami sfalerytu (Sp), oraz minerałów bizmutu (głównie cosalitu – Cos?) i elektrum (El) (obraz BSE w barwach sztucznych). **E.** Pegmatyt z kamiieniołomu Kamienna Góra. Wrostek sfalerytu (Sp) i stanninu (Stn) w pirycie (Py) (analizy – [tab. 8](#)) (obraz BSE). **F.** Pegmatyt z kamiieniołomu Kamienna Góra. Skupienia krystaliczne chlorytu (Chl) w kalcytcie (Cal); faza szara – chloryt magnezowy; faza jasnoszara – chloryt żelazowy (obraz BSE)

A. Granitoid from the Kamienna Góra quarry – microveinlet with a wide metasomatic halo. Chalcopyrite (Cp) replaced by covellite (Cv) surrounded by quartz (Q) and a clay mineral (nontronite? – Non? – [Tab. 7](#)) with a single apatite crystal (Ap). BSE image. **B.** Granitoid from the Kamienna Góra quarry – microveinlet with a wide metasomatic halo. Pyrite (Py) and relics of chalcopyrite (Cp) replaced by digenite (Dg) (analyses – [Tab. 6](#)). BSE image in artificial colours. **C.** Granitoid from the Kamienna Góra quarry – microveinlet with a wide metasomatic halo. Nontronite? contains/containing Bi in the outer part of the mineral aggregates (analyses – [Tab. 7](#)). BSE image. **D.** Pegmatite from the Kamienna Góra quarry. Pyrite (Py) crystal with inclusions of sphalerite (Sp), and bismuth minerals (mainly cosalite – Cos?) and elektrum (El). BSE image in artificial colours. **E.** Pegmatite from the Kamienna Góra quarry. Inclusion of sphalerite (Sp) and stannite (Stn) in pyrite (Py) (analyses – [Tab. 8](#)). BSE image. **F.** Pegmatite from the Kamienna Góra quarry. Concentration of crystalline chlorite (Chl) in calcite (Cal); grey phase – magnesium chlorite; light grey phase – iron chlorite. BSE image

pkt 5–6: fig. 4B, tab. 6), jednak od brzegów ziaren jest on dość intensywnie zastępowany przez kowelin (fig. 4A) lub digenit (pkt 2–4: fig. 4B, tab. 6). Niekiedy chalkopiryt ulega całkowitemu zastąpieniu przez te minerały, a częściowo siarczki Cu są wypierane przez goethyt. Wśród minerałów płonnych w aureoli mikrożyłek zaobserwowano: kwarc, plagioklaz, skaień potasowy, apatyt, cyrkon i ksenotym oraz prawdopodobnie nontronit. Cyrkon zwykle tworzy zrosty z ksenotymem. W jednym z cyrkonów ujawniono drobny kryształ uraninitu.

Interesująca jest obecność minerału ilastego o nietypowym pokroju – być może nontronitu (Non?) (pkt 1: fig. 4A, pkt 1, 2: fig. 4C, tab. 7). Charakterystyczna jest jego „robakowata” forma, a w części zewnętrznej zawiera znaczącą ilość Bi (nawet ponad 8%) – jasne otoczki w obrazie BSE (pkt 1: fig. 4C, tab. 7). Nontronit zastępuje zapewne łyszczyki, których nie stwierdzono w czasie badań w mikroobszarze i to prawdopodobnie on nadaje zielonkawą barwę zmetasomatyżowanej skale.

W granitach dość często są widoczne zbliżone do pionu beżowe „żyły” o grubości do 20 cm. W ich centralnej części biegnie zwykle żyłka kwarcowa grubości do 1 cm, a przebarwione strefy są aureolą metasomatycznych przeobrażeń. Główne składniki metasomatytu to ulegający serycytyzacji albit oraz kwarc i muskowitz. W metasomatyte tego typu są widoczne brunatne plamy po zwiertzałym piryście wielkości do 3 mm. Występuje on w formie idiomorficznych kryształów, zwykle w znacznej części zastąpionych przez goethyt. Niekiedy w piryście występują wrostki apatytu. W metasomatyte dość często spotyka się również rutyl, który podobnie jak w Górce Sobockiej zawiera śladowe ilości niobu (ok. 0,5%). Rutylowi towarzyszą niekiedy takie minerały jak: apatyt, cyrkon i monacyt.

Sporadycznie spotyka się żyły kwarcowe innej generacji, grubości kilku do kilkunastu centymetrów, przy czym w grubszych żyłach występują druzo grubokrystalicznego kwarcu. Pustki wypełnia zwykle czerwonobrazowy limonit. W aureoli tego typu żył lokalnie występuje rozproszona mineralizacja kruszcowa w formie idiomorficznych pirytów.

Kolejnym rodzajem żyłek rozcinających granity są drobne żyłki epidotowe. Występują rzadko, mają grubość do 2 mm, a epidot jest widoczny również w aureoli żyłki. W epidocie są rozsięte kryształki pirytu wielkości ok. 1 mm i sporadycznie galeny.

Aplity występują w kamieniołomie dość rzadko i tylko w jednym przypadku stwierdzono w nich obecność plamistych skupień pirytu.

Najciekawszą próbką okazał się pegmatyt znaleziony luzem na dnie kamieniołomu (fig. 5), o grubości ok. 20 cm. Zawiera bardzo szeroki zespół minerałów kruszcowych. Dość powszechnie występują tu minerały bizmutu, m.in. bismutynit (Bi_2S_3) tworzący przerosty z galeną. W piryście stwierdzono drobne poliminerálne wrostki reprezentowane głównie przez cosalit ($\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$), oraz prawdopodobnie tsumoit?, gustavit? ($\text{PbAgBi}_3\text{S}_6$) i Bi rodzimy? W jednym z wrostków w piryście występuje galena, elektrum (fig. 4D), oraz prawdopodobnie josit? (Bi_4TeS_2) (Lasoń i in., 2018; Markowiak, Lasoń, 2021).

W opisywanym pegmatycie w piryście, poza wrostkami minerałów bizmutowych z galeną i elektrum, obserwuje się wrostki sfalerytu, któremu często towarzyszy chalkopiryt. Są to wrostki w formie gwiazdek sugerujące pochodzenie z rozpadu roztworów stałych. Piryt tworzy tu również zrosty z chalkopirytem. Na granicy obu faz występuje bismutynit? i sfaleryt. W piryście pojawiają się niekiedy idiomorficzne wrostki skalenia potasowego, czasami w zroście z albitem. Znacznie rzadziej w piryście można zaobserwować wrostki stanninu (Cu_2FeSn_4) (pkt 1: fig. 4E, tab. 8), występujące w zroście ze sfalerytem (pkt 2: fig. 4E, tab. 8). Ujawniono również obecność minerałów srebra. Jednym z nich jest argentyt (Ag_2S), który wykrył się w kalcycie w towarzystwie kwarcu i klinozoisytu, na granicy kryształu pirytu lub narasta na kryształach chalkopirytu. Drugim minerałem jest Ag rodzime wielkości ok. 17 μm ze śladową domieszką Te na poziomie 0,13–0,19%.

Z minerałów tytanu pierwotnym minerałem był ilmenit (FeTiO_3). Zachowały się jedynie jego relikty, w zdecydowanej większości został on zastąpiony przez tytanit CaTiSiO_5 i rutyl. Spotyka się również tytanit bez przerostów ilmenitu i rutylu, można więc przypuszczać, że jest to faza pierwotna. Listewkowe kryształy tytanitu są poprzestane muskowitzem, kwarcem i kalcycem. W tytanicie jest widoczna śladowa domieszka Nb, a znaczna część Ti jest zastąpiona przez Al (4,38–5,3% Al). Podobne zawartości Al zaobserwowano w tytanicie występującym w skałach z kamieniołomu w Gęsińcu. Występująca tu domieszka Nb (0,4–0,9%) jest charakterystyczna dla minerałów Ti (ze względu na zbliżony promień jonowy Ti i Nb) – była obserwowana, jak już wyżej

Tabela 7

Skład chemiczny [% wag.] nontronitu? w mikrożyłce rozcinającej granitoid w kamieniołomie Kamienna Góra (fig. 4A, C)

Chemical composition [wt.%] of nontronite? in the granitoid-cutting microvein in the Kamienna Góra quarry (Fig. 4A, C)

Figura	Punkty	Si	Al	Mg	Ca	Fe	K	Cu	Bi	O	Suma	Minerał
4A	1	20,72	8,46	0,45	0,50	18,19	—	4,53	3,74	38,47	95,06	nontronit?
4C	1	19,78	6,99	—	0,50	19,53	0,40	—	8,10	35,73	91,03	nontronit?
	2	24,37	8,38	0,87	0,86	14,26	—	—	1,85	40,57	91,16	nontronit?

„—” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności

“—” – concentration below detection limit

Tabela 8

Skład chemiczny [% wag.] siarczków w pegmatycie z kamieniołomu Kamienna Góra (fig. 4E)
 Chemical composition [wt.%] of sulphides in the pegmatite from the Kamienna Góra granite quarry (Fig. 4E)

Punkty	Si	S	Ca	Cd	Sn	Pb	Zn	Cu	Fe	Hg	Suma	Minerał
1	0,05	31,38	0,05	0,10	21,96	—	1,67	26,42	17,81	—	99,51	stannin
2	0,03	31,88	—	0,43	0,93	0,42	56,22	1,17	7,04	0,89	99,05	sfaleryt

„—” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Mo, Se, Sb, Te, Bi, Al, Ag, As, Ni, Mg, Au, Co, Cl

“—” – concentration below detection limit. The detection level do not exceed: Mo, Se, Sb, Te, Bi, Al, Ag, As, Ni, Mg, Au, Co, Cl

wspomniano, w rutylu (ok. 0,5%), również w rutylu z Górki Sobockiej (ok. 1%) i na nieco niższym poziomie w ilmenicie z kamieniołomu w Gęsińcu (ok. 0,15%).

Chloryt występuje niekiedy w skupieniach krystalicznych wraz z kalcytem (fig. 4F). Tworzy on „miotłkowe” skupienia, w których starszym jest chloryt żelazowo-magnezowy, a młodszym chloryt żelazowy – strigovit (strzegomit).

Opisane powyżej minerały kruszcowe są pochodzenia hydrotermalnego, podobnie jak nałożona na pegmatyty mineralizacja hydrotermalna w granitach Strzelina (Olszyński, 1972) czy okruszcowanie złotem rodzimym i elektrum w pegmatytach granitów karkonoskich (Kozłowski, 2011). Część pirytu oraz rutyl i część tytanitu powstały z rozpadu starszych minerałów – odpowiednio pirotynu i ilmenitu.

Jednym z najciekawszych skupień mineralnych jest zrost kruszców widoczny na figurach 6A–7B. Występuje on w otoczeniu albitu i chlorytu. Głównym minerałem kruszczowym jest uraninit otoczony niemal w całości obwódką zbudowaną z pirytu z przeroskami sfalerytowymi. Uraninit zawiera znaczną domieszkę Th i niewielką Y oraz Pb pochodzącego z rozpadu promieniotwórczego (pkt 1–7: fig. 6A, tab. 9). Na tej podstawie obliczono wiek uraninitu na 311 ± 12 Ma (tab. 10).

Z uraninitem (fig. 6A, B) tworzą zrost, charakteryzujące się dużą niejednorodnością składu, minerały Ti-Y-U-Nb-Ta-REE (pkt 1–10: fig. 6B, tab. 11) z grupy euksenitu (EGM). Na podstawie analiz (tab. 11) i uzyskanych widm, poza tlenem i ewentualnie wodorem, stwierdzono występowanie następujących pierwiastków: Y, U, Th, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Sc, Ca oraz Ti, Nb, Ta, Fe.

Najprawdopodobniej jest to mieszanina kilku minerałów – ytrocraś (Y) o wzorze $(Y, Th, Ca, U)(Ti, Fe)_2(O, OH)_6$ (<https://www.mindat.org/min-4370.html> [dostęp: 18.11.2023]) i być może (ze względu na wysoką zawartość U) również uranopolycraś $(U, Y)(Ti, Nb)_2O_6$ (<https://www.mindat.org/min-4370.html> [dostęp: 18.11.2023]), w znacznie mniejszym stopniu polikraś (Y) o wzorze $(Y, Ca, Ce, U, Th)(Ti, Nb, Ta)_2O_6$ (<http://webmineral.com/specimens/gallery.php?st=241&init=P#.X6J5xLiQnih> [dostęp: 18.11.2023]). Minerale grupy euksenitu (EGM) są genetycznie związane z pegmatytami. W tym przypadku charakteryzują się wyraźną przewagą HREE nad LREE.

Na figurach 6C–7B zaprezentowano mapy WDS rozkładu U, Y, Th, Ti, Nb i Ta. Można zauważyć zonalną budowę uraninitu ze zmiennymi zawartościami Y i Th (fig. 6D, E).

Minerały z grupy euksenitu (EGM) poza opisywanym skupieniem występują sporadycznie, w postaci bardzo drobnych wydzielen, w asocjacji z chlorytem i minerałami tytanu.

W opisywanym pegmatycie dość powszechnie występuje pirotyn, niekiedy zastępowany przez piryt. Jest to wysokotemperaturowy pirotyn o wzorze Fe_7S_8 .

Wśród minerałów płonnych w pegmatycie zidentyfikowano: kwarc, plagioklasy, albit, skałen potasowy, muskowit oraz młodsze minerały: kalcyt, klinozoisyt oraz chloryt żelazowy i żelazowo-magnezowy.

Na uwagę zasługują brunatne zwietrzliny występujące lokalnie w drobnych (do 1 cm) szczelinach granitoidów. Jedna z pobranych próbek – ochra składająca się głównie z wodorotlenków i tlenków żelaza ($32,6\% Fe_2O_3$), charakteryzuje się wysokimi lub podwyższonymi zawartościami takich pierwiastków jak: Au (1,124 ppm), Cu (1343 ppm), Bi (811 ppm), Be (7,81 ppm), Mo (56,71 ppm), Ag (1,75 ppm), Te (25 ppm), As (12 ppm), W (2,4 ppm), U (65 ppm), Ta (20 ppm), P (0,433% P_2O_5). Natomiast druga próbka z ochry wypełniającej druzę kwarcową wyróżnia się podwyższoną zawartością takich pierwiastków jak: Mo (69,1 ppm), As (43 ppm), U (116 ppm) i Be (33,5 ppm). Zestaw podkoncentrowanych pierwiastków może sugerować, że w znacznym stopniu jest to zwietrzlina takich



Fig. 5. Fragment żyły pegmatytowej z kamieniołomu w Kamiennej Górze

Fragment of a pegmatite vein from the Kamienna Góra quarry

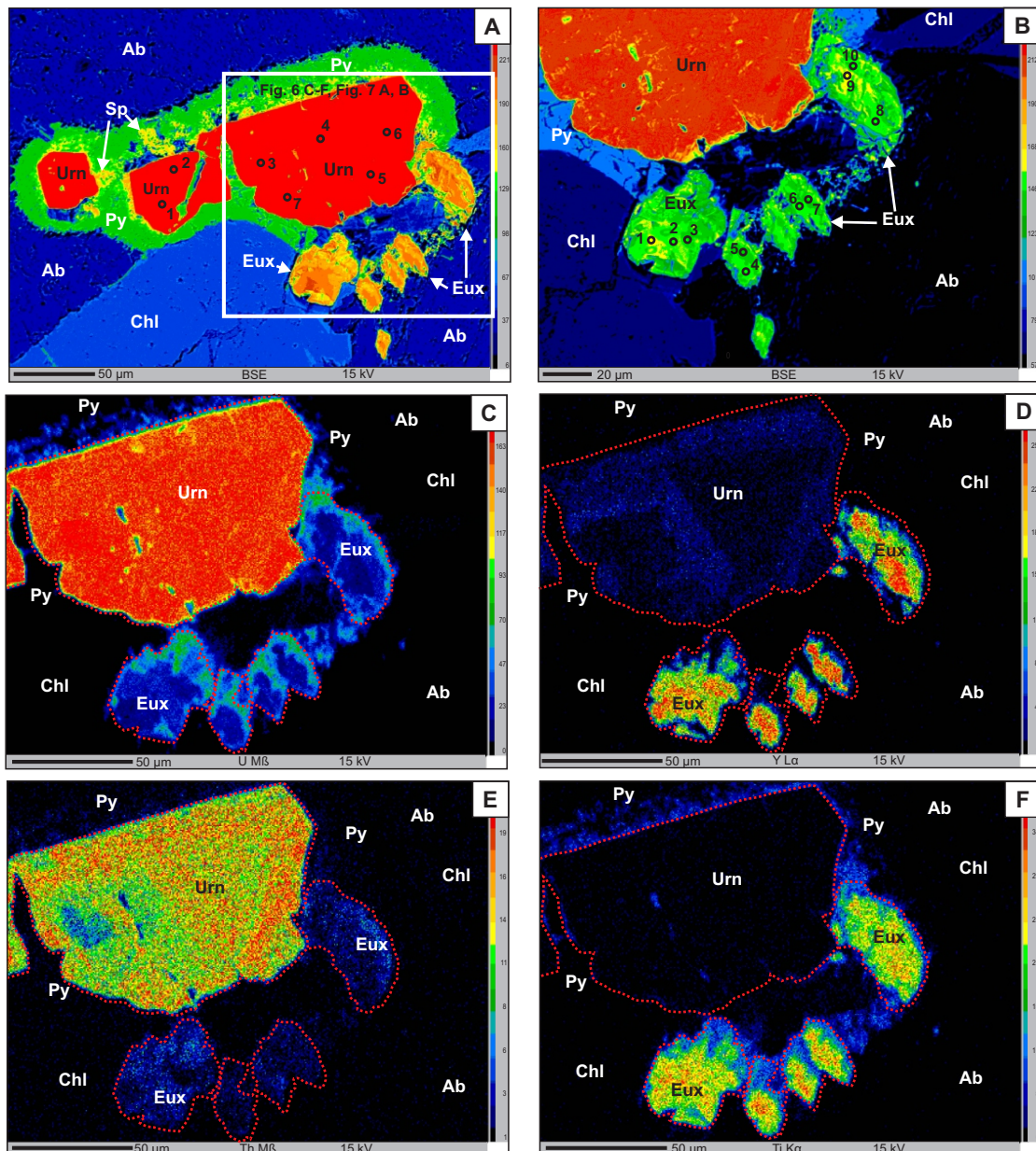


Fig. 6. A. Pegmatyt z kamieniołomu Kamienna Góra. Skupienie uraninitu (Urn) (analizy – tab. 9) otoczone pirytem (Py) z wrostkami sfalerytu (Sp), w sąsiedztwie skupienie minerałów z grupy euxenitu (Eux). W otoczeniu występuje chloryt (Chl) oraz albit (Ab). Obraz BSE w barwach sztucznych. B. Pegmatyt z kamieniołomu Kamienna Góra. Powiększony fragment z figury A. Kryształ uraninitu (Urn) w zroście z pirytem (Py), w sąsiedztwie skupienie minerałów z grupy euxenitu (Eux) (analizy – tab. 11). W otoczeniu występuje chloryt (Chl) oraz albit (Ab). Obraz BSE w barwach sztucznych. C. Powiększony fragment z figury A (w ramce). Mapa WDS rozkładu U (linia M β) (obraz BSE w barwach sztucznych). Wyróżnia się uraninit (Urn), mniejsze ilości uranu zawierają minerały z grupy euxenitu. D. Powiększony fragment z figury A. Mapa WDS rozkładu Y (linia L α) (obraz BSE w barwach sztucznych). Widoczne wzbogacenie w itr mineralów z grupy euxenitu, mniej Y zawiera uraninit (Urn) – rozkład jest nierównomierny. E. Powiększony fragment z figury A. Mapa WDS rozkładu Th (linia M α) (obraz BSE w barwach sztucznych). Widoczny jest nierównomierny rozkład Th w uraninie (Urn), generalnie zbliżony do rozmieszczenia itru, znacznie mniejsze ilości toru zawierają minerały z grupy euxenitu. F. Powiększony fragment z figury A. Mapa WDS rozkładu Ti (linia K α) (obraz BSE w barwach sztucznych). Minerale z grupy euxenitu zawierają znaczne ilości tytanu

A. Pegmatite from the Kamienna Góra quarry. A concentration of uraninite (Urn) (analyses – Tab. 9) surrounded by pyrite (Py) with inclusions of sphalerite (Sp), in the neighbourhood a concentration of minerals from the euxenite group (Eux). Chlorite (Chl) and albite (Ab) are present in the environment. BSE image in artificial colours. B. Pegmatite from the Kamienna Góra quarry. Enlarged fragment of Fig. A. Uraninite crystal (Urn) in intergrowth with pyrite (Py), concentration of minerals from the euxenite (Eux) group in the vicinity (analyses – Tab. 11). Chlorite (Chl) and albite (Ab) are present in the environment. BSE image in artificial colours. C. Magnified fragment of Fig. A (in frame). WDS map of the U distribution (M β line), BSE image in artificial colours. Uranite (Urn) is prominent, minerals from the euxenite group contain smaller amounts of uranium. D. Enlarged fragment of Fig. A. WDS map of the Y distribution (L α line), BSE image in artificial colours. Enrichment in yttrium is visible in minerals from the euxenite group, much smaller amounts of Y are found in uraninite (Urn) – the distribution is uneven. E. Enlarged fragment of Fig. A. WDS map of the Th distribution (M α line), BSE image in artificial colours. An uneven distribution of Th in uraninite (Urn) is visible, generally similar to the distribution of yttrium, much smaller amounts of thorium are found in minerals from the euxenite group. F. Enlarged fragment of Fig. A. WDS map of the Ti distribution (K α line), BSE image in artificial colours. Minerals from the euxenite group contain significant amounts of titanium

Tabela 9

Skład chemiczny [% wag.] uraninitu w pegmatycie z kamieniołomu Kamienna Góra (fig. 6A)
 Chemical composition [wt.%] of uraninite in the pegmatite from the Kamienna Góra granite quarry (Fig. 6A)

Punkty	U	Pb	Th	Y	Ca	Si	S	P	Fe	Mn	O	Suma	Minerał
1	73,38	3,42	7,13	0,40	0,14	0,03	—	—	0,09	—	11,40	95,98	uraninit
2	71,80	3,29	6,64	1,31	0,19	0,04	0,03	—	0,05	—	11,35	94,70	uraninit
3	78,10	3,56	2,35	0,24	0,34	0,10	0,02	—	—	—	11,47	96,18	uraninit
4	73,72	3,27	5,70	0,51	0,26	0,14	0,04	—	—	0,06	11,40	95,10	uraninit
5	73,72	3,42	6,01	0,46	0,15	0,08	0,02	—	—	—	11,31	95,17	uraninit
6	74,15	3,36	5,42	0,59	0,26	0,08	0,04	0,01	—	—	11,38	95,27	uraninit
7	74,82	3,46	4,57	0,53	0,27	0,12	0,02	0,01	0,07	—	11,44	95,32	uraninit

„—” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Al, As, K, V, Ce, La, Nd, Ti

“—” – concentration below detection limit. The detection level do not exceed: Al, As, K, V, Ce, La, Nd, Ti

pegmatytów jak opisany powyżej. Pegmatyty stanowiące materiał wyjściowy dla opisywanych zwietrzelin utworzyły się zapewne głównie w wyższych partiach górotworu ściętych przez erozję, a zwietrzeliny szczelinami przedostały się w głąb górotworu.

W gnejsach występujących na wschodniej ścianie kamieniołomu zaobserwowano żyłkę pegmatytową grubości ok. 3,0–3,5 cm zbudowaną z kwarcu, skalenia potasowego, albitu, w mniejszym stopniu z plagioklazu, oraz muskowitu i biotyту. Ten pegmatyt jest również okruszczony, śladowo występuje tu piryt, chalkopiryt zwykle bez domieszek oraz pirotytu. Badania w mikroobszarze ujawniły współwystępowanie skalenia potasowego ze skaleniem barowym – hialofanem (K, Ba, Na)[AlSi₃O₈], w którym zawartość BaO wynosi 7,58% (pkt 1: fig. 7C, tab. 12). Na figurze 7D przedstawiono mapę WDS rozkładu Ba na obszarze z figury 7C. Hialofan jest minerałem rzadkim i występuje w szczególnych parageniach, m.in. w niektórych pegmatytach (Borkowska, Smulikowski, 1973). W pegmatycie tym stwierdzono także obecność monacytu wielkości ok. 0,3 mm. Charakteryzuje się on niejednorodną budową (pkt 1–5: fig. 7E, tab. 13), przy czym różnice zaznaczają się głównie w zawartości trzech pierwiastków: Y, U i Ce. Monacyt zawiera wrostki ksenotymu, który w formie niewielkich kryształów występuje również w otoczeniu lub narasta na monacycie. W formie drobnych wrostków występuje również uraninit i coffinit (pkt 6 i 7: fig. 7E, tab. 14). Coffinit jest częściowo zhydroksylovanym krzemianem uranu U(SiO₄)_{1-x}(OH)_{4x}, który jest związany z działalnością hydrotermalną niskich temperatur, a więc powstał zapewne jako minerał wtórny po uraninie (Bolewski, 1982). Prawdopodobnie analiza obejmuje również niewielką ilość monacytu i apatytu – stąd domieszka Ce, Ca, P. Uraninit zawiera natomiast domieszki Y, Th, Pb, a także REE.

Wśród gnejsów na wschodniej ścianie kamieniołomu natrafiono również na drobnolaminowany, nieco zwietrzały przerost 10-centymetrowej miąższości. Badania wykazały, że

Tabela 10

Wiek uraninitu z pegmatytu z kamieniołomu w Kamiennej Górze (punkty pomiarowe jak w tabeli 9)

Age of uraninite in pegmatite from the Kamienna Góra granite quarry (measurement points as in Table 9)

Punkt	Wiek (Ma)	Błąd pomiaru (Ma)
1	314	12
2	310	12
3	313	11
4	302	11
5	315	12
6	308	12
7	316	12
Średnia	311	12

skała jest zbudowana głównie z kwarcu z dość dużym udziałem kaolinitu (fig. 7F, 8A, B), biotyту ulegającego chlorytacji oraz najprawdopodobniej klinozoisytu – Ca₂Al₃[Si₂O₇][SiO₄]O(OH). Zoisyt jest minerałem skał metamorficznych powstałych w niskich temperaturach pod dużym ciśnieniem (rombowy), a klinozoisyt minerałem wtórnym, o tym samym składzie (jednoskośny), związanym z przeobrażeniami hydrotermalnymi (Bolewski, 1982). W opracowaniu, ze względu na brak możliwości ich rozróżnienia, będzie on opisywany jako klinozoisyt (Kzo), gdyż najprawdopodobniej powstał jako minerał epigenetyczny (hydrotermalny) (pkt 2: fig. 7F, tab. 15 oraz fig. 8A, B). Klinozoisyt jest charakterystyczny dla parageniz z siarczkami. W Strzelinie klinozoisyt był notowany m.in. w towarzystwie pirotytu i piryту w żyłach kwarcowo-prehnitowych (Janeczek, 1985). W tym przypadku również występuje minerał o składzie zbliżonym do prehnitu (Prh?) – (Ca,Mg,Fe)₂Al₂[Si₃O₁₀][OH₂] (pkt 1: fig. 7F, tab. 15 oraz fig. 8B). W opisywanym drobnolaminowanym

Tabela 11

Zawartości pierwiastków [% wag.] w minerałach z grupy euksenitu (EGM) z pegmatytu z kamieniołomu Kamienna Góra (fig. 6B)

Contents of elements [wt.%] in a mineral from the euxenite group (EGM) in pegmatite from the Kamienna Góra granite quarry (Fig. 6B)

Punkty	Ta	Nb	Y	Ti	U	Th	Nd	Sm	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Fe	Mn	Ca	Na	K	Pb	Si	Al	F	S	P	O	Suma
1	16,28	8,58	13,24	13,37	10,40	0,73	0,249	0,397	0,617	0,171	1,688	0,279	1,201	2,204	0,402	1,23	0,06	0,18	—	0,03	0,40	0,13	—	—	—	—	22,98	94,80
2	11,00	12,29	13,04	14,48	13,57	1,39	—	0,252	0,500	0,091	1,216	0,294	0,810	1,774	0,392	0,94	0,09	0,50	—	0,05	0,54	0,11	—	—	0,02	0,02	24,42	97,79
3	8,99	13,37	11,41	14,82	15,65	1,16	—	0,196	0,543	0,162	1,437	0,214	0,956	1,916	0,536	1,19	0,18	0,68	—	0,06	0,58	0,15	—	0,44	—	—	24,78	99,41
4	10,94	12,83	15,19	14,05	9,82	0,15	—	0,203	0,505	0,185	1,766	0,393	1,323	2,504	0,458	1,27	0,05	0,16	—	0,04	0,34	0,09	—	—	—	0,02	24,43	96,72
5	7,66	8,76	13,58	17,62	13,06	0,33	—	0,160	0,380	0,130	1,610	0,213	1,353	2,566	0,441	1,18	0,32	1,72	—	0,05	0,33	0,17	—	1,28	0,03	0,02	25,06	98,02
6	8,29	12,64	15,24	15,23	10,49	0,44	—	0,209	0,548	0,188	1,761	0,413	1,436	2,618	0,496	0,84	—	0,09	—	0,04	0,38	0,09	—	—	0,03	0,02	24,60	96,09
7	6,36	9,04	4,78	11,36	28,71	0,46	—	0,103	0,311	0,125	0,918	—	0,673	1,054	—	0,45	0,13	0,95	0,04	0,24	0,25	3,96	0,25	0,18	0,04	0,03	24,01	94,42
8	6,98	14,56	16,53	15,17	6,53	0,36	0,165	0,231	0,551	0,179	1,891	0,324	1,563	2,710	0,418	0,43	0,06	0,21	—	0,03	0,24	0,07	—	—	0,02	0,03	24,86	94,11
9	18,28	9,99	12,54	12,17	9,52	0,72	0,262	0,411	0,665	0,145	1,703	0,355	1,324	2,350	0,281	0,90	0,13	0,54	—	0,04	0,38	0,12	—	—	—	0,02	23,04	95,89
10	15,30	9,67	12,34	13,72	12,44	0,87	0,278	0,331	0,680	0,143	1,653	0,340	1,273	2,230	0,296	0,57	0,07	0,30	—	0,06	0,39	0,52	—	0,56	0,02	—	23,84	97,88

„—” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Ce, Eu, Cl / concentration below detection limit. The detection level do not exceed: Ce, Eu, Cl

Tabela 12

Skład chemiczny [% wag.] skalenia barowego z pegmatytu rozcinającego gnejsy w kamieniołomie Kamienna Góra (fig. 7C)

Chemical composition [wt.%] of barium-feldspar from pegmatite cutting the gneisses in the Kamienna Góra quarry (Fig. 7C)

Punkt	Si	Al	K	Ba	Na	O	Suma	Minerał
1	26,96	10,65	10,45	6,79	0,63	43,42	98,90	hialofan

Tabela 13

Skład chemiczny [% wag.] monacytu z pegmatytu rozcinającego gnejsy w kamieniołomie Kamienna Góra (fig. 7E)

Chemical composition [wt.%] of monazite from pegmatite cutting the gneisses in the Kamienna Góra quarry (Fig. 7E)

Punkty	U	Th	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	P	Ca	Pb	O	Suma	Minerał
1	0,03	3,17	0,59	12,85	26,80	2,53	10,27	1,48	—	1,17	0,21	12,75	0,24	—	26,83	99,13	monacyt
2	0,03	3,21	0,44	13,51	27,12	2,59	9,42	1,36	0,32	0,97	0,17	12,73	0,26	—	26,80	98,94	monacyt
3	0,56	4,33	0,91	13,66	25,83	2,19	9,06	1,16	—	0,86	0,29	13,01	0,80	0,08	27,15	99,88	monacyt
4	1,32	3,01	3,01	10,89	23,57	2,31	9,48	1,48	—	1,63	0,81	13,25	0,79	0,08	27,41	99,06	monacyt
5	1,95	3,18	2,50	11,82	23,52	2,39	9,32	1,45	—	1,19	0,60	13,31	0,97	0,09	27,58	100,06	monacyt

„—” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Sr, Si, Al, Fe, As, S, K / concentration below detection limit. The detection level do not exceed: Sr, Si, Al, Fe, As, S, K

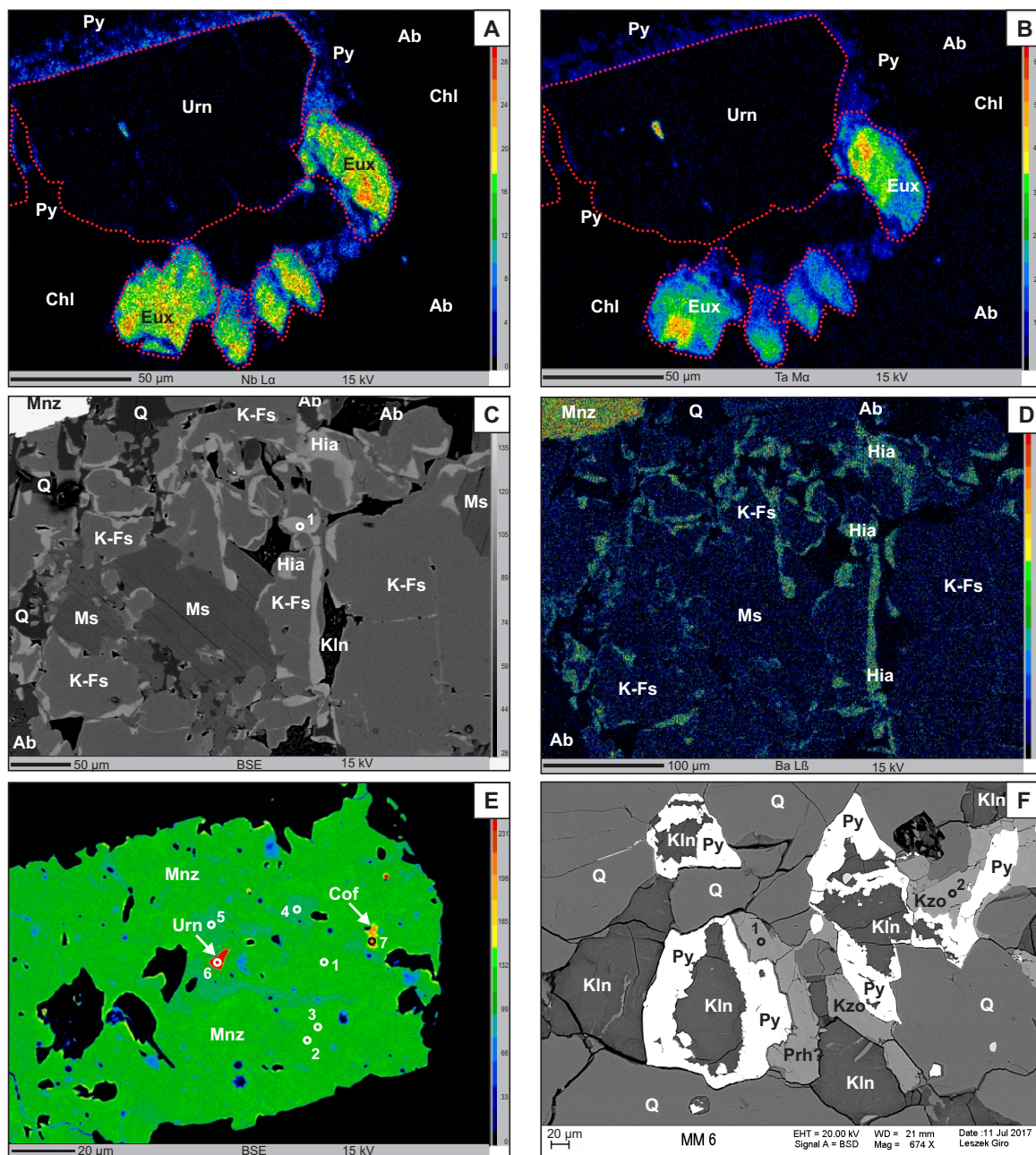


Fig. 7. **A.** Powiększony fragment z [figury 6A](#). Mapa WDS rozkładu Nb (linia $L\alpha$) (obraz BSE w barwach sztucznych). Znaczące ilości niobu zawierają minerały z grupy euksenitu. **B.** Powiększony fragment z [figury 6A](#). Mapa WDS rozkładu Ta (linia $M\alpha$) (obraz BSE w barwach sztucznych). Znaczące ilości tantalu, podobnie jak niobu, zawierają minerały z grupy euksenitu. **C.** Drobną żyłą pegmatytową w gnejsach z kamieniołomu Kamienna Góra. Skała zbudowana jest z kwarcu (Q), albitu (Ab), skalenia potasowego (K-Fs) lokalnie zawierającego domieszkę Ba (hialofan – Hia) (analiza – [tab. 12](#)) (obraz BSE) i muskowitu (Ms). W lewym górnym rogu występuje monacyt (Mnz). Miejscami przestrzenie międzyziarnowe wypełnia kaolin (Kln). **D.** Drobną żyłą pegmatytową w gnejsach jak na figurze C. Mapa WDS rozkładu Ba (linia $L\beta$) (obraz BSE w barwach sztucznych). Wyróżnia się jaśniejszy hialofan (objaśnienia skrótów – [fig. C](#)). **E.** Drobną żyłą pegmatytową w gnejsach z kamieniołomu Kamienna Góra. Kryształ monacytu (Mnz) z wrostkiem uraninitu (Urn) i coffinitu (Cof) (obraz BSE w barwach sztucznych). Wyraźnie widoczna niejednorodna budowa monacytu, wynikająca ze zmienności zawartości Y i REE (analizy – [tab. 13, 14](#)). **F.** Skała metamorficzna – metaszarogłaz? z kamieniołomu Kamienna Góra. Kryształy pirytu (Py) zwykle w części centralnej zastępowanego przez kaolinit (Kln), w otoczeniu występuje kwarc (Q), kaolinit, klinkoizyit (Kzo) oraz prawdopodobnie prehnit? (Prh) (analizy – [tab. 15](#)) (obraz BSE)

A. Enlarged fragment of [Fig. 6A](#). WDS map of the Nb distribution ($L\alpha$ line), BSE image in artificial colours. Minerals from the euxenite group contain significant amounts of niobium. **B.** Enlarged fragment of [Fig. 6A](#). WDS map of the Ta distribution ($M\alpha$ line) (BSE image in artificial colours). Minerals from the euxenite group contain significant amounts of tantalum and niobium. **C.** A fine pegmatite vein in gneiss from the Kamienna Góra quarry. The rock is composed of quartz (Q), albite (Ab), and potassium feldspar (K-Fs) locally containing an admixture of Ba (hyalophane – Hia) (BSE image) (analysis – [Tab. 12](#)) and muscovite (Ms). In the upper left corner, there is a monazite (Mnz). In places, intergranular spaces are filled with kaolin (Kln). **D.** Fine pegmatite vein in gneiss, as in [Fig. C](#). WDS map of the Ba distribution ($L\beta$ line) (BSE image in artificial colours). Hyalophane stands out brighter. Explanation of abbreviations as in [Fig. C](#). **E.** A fine pegmatite vein in gneiss from the Kamienna Góra quarry. Monazite crystal (Mnz) with inclusions of uraninite (Urn) and coffinite (Cof) (BSE image in artificial colours). The heterogeneous structure of monazite is clearly visible, resulting from the variability of Y and REE contents (analyses – [Tab. 13](#) and [14](#)). **F.** Metamorphic rock – meta-greywacke? from the Kamienna Góra quarry. Pyrite (Py) crystals, in the central part usually replaced by kaolinite (Kln), surrounded by quartz (Q), kaolinite, clinozoisite (Kzo) and probably prehnite? (Prh) (analyses – [Tab. 15](#))

Tabela 14

Skład chemiczny [% wag.] minerałów uranu z pegmatytu rozcinającego gnejsy w kamieniołomie Kamienna Góra (fig. 7E)

Chemical composition [wt.%] of uranium minerals from pegmatite cutting the gneisses in the Kamienna Góra quarry (Fig. 7E)

Punkty	Si	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Th	U	Pb	P	Sr	Fe	S	K	Ca	O	Suma	Minerał
6	0,13	4,83	0,33	0,63	—	0,57	0,30	0,53	1,04	1,71	8,11	65,21	2,51	0,10	—	0,16	0,10	0,19	0,07	12,60	99,10	uraninit
7	5,48	0,32	1,93	3,77	0,34	1,61	—	—	0,35	0,11	0,29	50,19	0,29	2,92	0,09	—	0,05	3,02	19,59	90,53	coffinit	

„—” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: As, Al, Tm
 „—” – concentration below detection limit. The detection level do not exceed: As, Al, Tm

Tabela 15

Skład chemiczny [% wag.] klinozoisytu (zoisytu?) oraz prehnitu? z metaszarogłazu? z kamieniołomu Kamienna Góra (fig. 7F)

Chemical composition [wt.%] of clinzoisite (zoisite?) and prehnite? in the meta-greywacke? from the Kamienna Góra granite quarry (Fig. 7F)

Punkty	Al	Si	Ca	Mg	Fe	O	Suma	Minerał
1	14,34	18,31	16,91	1,58	2,38	42,27	95,79	prehnit?
2	16,88	18,30	17,16	—	3,94	43,97	100,25	klinozoisyt

„—” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Na, Ti, Mn
 „—” – concentration below detection limit. The detection level do not exceed: Na, Ti, Mn

przerostie gnejsów obserwowano również tytanit (fig. 8C), sporadycznie z relikami ilmenitu.

Skala ta charakteryzuje się dosyć obfitym okruszcowaniem – do 5% objętości. Dominuje tu piryt i mielnikowit-piryt – na zdjęciach z mikrosondy wszystkie są opisywane jako piryt (Py) – fig. 7E, 8A. Często piryty w części centralnej są zastępowane przez kaolinit (fig. 7F), natomiast mielnikowit-piryt ma zwykle budowę „słoiastą” (np. fig. 8A). Rzadko w formie wrostków w pirycie występuje pirotyn. Drugim najczęściej spotykanym minerałem jest kowelin (pkt 3: fig. 8C, tab. 16), który tworzy pseudomorfozy prawdopodobnie po carrolicie $Cu(Co,Ni)_2S_4$. Z reguły zawiera niewielką domieszkę Fe, czasami również Co i Ni. Niekiedy są widoczne krystaliczne formy zawierające włókniste kryształy kowelinu przerastającego się z carrolitem, a w zewnętrznej części pseudomorfozy z greenockitem CdS . Rzadko greenockit występuje w formie samodzielnych kryształów, przeważnie w formie przerostów z kowelinem (pkt 1, 2: fig. 8C, tab. 16), przy czym w tego typu pseudomorfozach jego udział może przekraczać 50% objętości (fig. 8C). W skale nie występują siarczki cynku, z którymi geochemicznie najsilniej jest związany kadm. Warto podkreślić, że greenockit nie został zaobserwowany w żadnej innej próbce w całym regionie. Poza carrolitem (fig. 8B) spotyka się fletcherit – minerał o podobnym składzie, ale z przewagą Ni nad Co. Śladowo występują takie minerały jak: tennantyt (drobny wrostek w mielnikowicie-pirycie), bravoit i Co-bravoit. Kolejnym interesującym minerałem jest rabdofan? $(Ce,La,Nd)PO_4 \cdot H_2O$ narastający na pirycie (pkt 1–3: fig. 8D, tab. 17). Poza wymienionymi we wzorze, zawiera on znaczące ilości innych pierwiastków ziem rzadkich, a także U i Ca. Spotyka się tu również apatyt, który jest zastępowany przez monacyt i częściowo przez piryt. Prawdopodobnie rabdofan i monacyt powstały w wyniku niskotemperaturowych procesów hydrotermalnych kosztem allanitu (Krenn, Finger, 2007).

Tabela 16

Skład chemiczny [% wag.] siarczków z metaszarogłazu? z kamieniołomu Kamienna Góra (fig. 8C)

Chemical composition [wt.%] of sulphides in the meta-greywacke? from the Kamienna Góra granite quarry (Fig. 8C)

Punkty	S	Cu	Cd	Fe	Si	Al	Ca	Suma	Minerał
1	22,43	1,93	74,86	0,11	—	—	—	99,32	greenockit
2	22,49	2,00	74,48	0,10	—	—	0,03	99,10	greenockit
3	33,46	61,66	2,95	1,62	0,05	0,03	0,02	99,78	kowelin

„—” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Sb, Se, Ag, Hg, Te, Bi, Zn, As, Ni, Mg, Au, Mo, Pb, Co, Cl

„—” – concentration below detection limit. The detection level do not exceed: Sb, Se, Ag, Hg, Te, Bi, Zn, As, Ni, Mg, Au, Mo, Pb, Co, Cl

Skład chemiczny [% wag.] fosforanu z metaszarogłazu? z kamieniołomu Kamienna Góra (fig. 8D)

Chemical composition [wt.%] of phosphate in the meta-greywacke? from the Kamienna Góra granite quarry (Fig. 8D)

Punkty	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	U	P	S	K	Ca	Sr	Si	Al	Fe	O	Suma	Minerał
1	3,69	9,80	18,52	1,89	7,69	1,00	0,52	1,17	0,63	5,05	12,59	1,10	0,06	4,65	0,26	0,04	0,05	0,25	26,98	95,93	rabdofan?
2	3,25	9,90	16,69	1,72	7,06	0,93	0,43	0,91	0,54	4,48	11,66	0,96	0,07	4,38	0,21	0,55	0,98	0,49	26,45	91,64	rabdofan?
3	3,57	10,19	18,17	1,99	7,94	1,09	0,44	1,12	0,61	4,64	12,93	1,03	0,06	4,52	0,25	0,11	0,09	0,24	27,46	96,45	rabdofan?

Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Th, As, Pb / The detection level do not exceed: Th, As, Pb

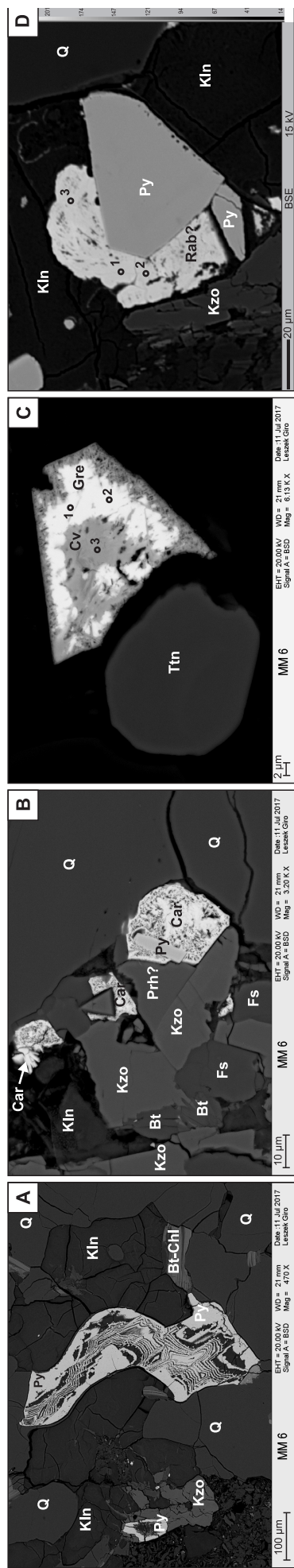


Fig. 8. A. Skała metamorficzna – metaszarogłaz? z kamieniołomu Kamienna Góra. Kryształ mielnikowit-pyrytu (Py) o „stoistej” budowie, w otoczeniu występuje kwarc (Q), kaolinit (Kln), klinozoisyt (Kzo) oraz biotyt zastępowany przez chloryt (Bt-Chl) (obraz BSE). B. Skała metamorficzna – metaszarogłaz? z kamieniołomu Kamienna Góra. Kryształy carrollitu (Car) z wrostkiem pyrytu (Py), w otoczeniu występuje kwarc (Q), kaolinit (Kln), klinozoisyt (Kzo), plagioklaz (Fs), biotyt (Bt) oraz prawdopodobnie prehnit? (Prh) (obraz BSE). C. Skała metamorficzna – metaszarogłaz? z kamieniołomu Kamienna Góra. Kryształ greenockitu (Gre) z przerosniami przeważnie włóknistego kowelinu (Cv) (analizy – tab. 16), w towarzystwie ziarna tytanitu (Ttn) (obraz BSE). D. Skała metamorficzna – metaszarogłaz? z kamieniołomu Kamienna. Kryształ pyrytu (Py) z narastającym na nim rabdofanem? (Rab) (analizy – tab. 17), w otoczeniu występuje kwarc (Q), kaolinit (Kln) i klinozoisyt (Kzo) (obraz BSE)

A. Metamorphic rock – meta-greywacke? from the Kamienna Góra quarry. A melnikowite-pyrite (Py) crystal with a grainy structure, surrounded by quartz (Q), kaolinite (Kln), clinzoisite (Kzo) and biotite replaced by chlorite (Bt-Chl). BSE image. B. Metamorphic rock – meta-greywacke? from the Kamienna Góra quarry. Carrollite (Car) crystals with a pyrite inclusion (Py), surrounded by quartz (Q), kaolinite (Kln), clinzoisite (Kzo), plagioclase (Fs), biotite (Bt) and probably prehnite? (Prh). BSE image. C. Metamorphic rock – meta-greywacke? from the Kamienna Góra quarry. Greenockite (Gre) crystal with intergrowths of predominantly fibrous covellite (Cv) (analyses – Tab. 16), accompanied by a titanite grain (Ttn). BSE image. D. Metamorphic rock – meta-greywacke? from the Kamienna Góra quarry. Pyrite crystal (Py) with rhabdophane? (Rab) growing on it (analyses – Tab. 17), quartz (Q), kaolinite (Kln) and clinzoisite (Kzo) occur in the environment. BSE image

Nadziejów

W starym kamieniołomie w Nadziejowie stwierdzono, w występującym tam gnejsie, dość bogate impregnacyjne okruszcowanie ilmenitem (listewki do 3 mm długości) oraz śladowe pirytem, markasytem i chalkopirytem.

Sławniowice

W Sławniowicach, w wapieniach krystalicznych okruszcowanie jest lokalnie dość intensywne, w formie impregnacji. Wśród kruszców dominują pirotyn i piryt, śladowo występuje chalkopiryt. Wśród minerałów płonnych, poza kalcytem, zaobserwowano biotyt, muskowitz i grafit. W łupkach metamorficznych natrafiono na żyłkę kwarcową z pseudomorfozami goethytowymi po piryście.

Badania wykonane przez Wojtynę (2013) pozwoliły opisać szerszy zespół minerałów kruszczowych tego stanowiska: piryt, pirotyn, chalkopiryt, sfaleryt, ilmenit, rutyl, tytanit, tlenki i wodorotlenki Fe (goethyt, hematyt), bismutoferryt oraz tlenek Mn-Ba (hollandyt?).

CHARAKTERYSTYKA MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ REJONU PACZKOWA

Doboszowice

W kamieniołomie w Doboszowicach występują ortognejsy dwułuszczkowe, określane jako gnejsy z Doboszowic. W drobnokrystalicznych, jasnoszarych gnejsach sporadycznie można spotkać mikrożyłki pirotynowe, wokół których obserwuje się impregnację pirotynem. W skale występuje również rozproszony ilmenit.

Pomianów Górny (Mrokocin)

W gnejsach, w nieczynnym kamieniołomie w Pomianowie Górnym, stwierdzono jedynie ubogie okruszcowanie składające się wyłącznie z pirytu z pojedynczymi wrostkami pirotynu i chalkopirytu, występujące głównie w mikrożyłkach lub w formie słabych impregnacji. Ponadto zaobserwowano rutyl i leukoksen, obydwa wtórne po ilmenicie. W czasie, gdy w kamieniołomie tym trwała eksploatacja gnejsów, można tu było obserwować występowanie szerokiego zespołu minerałów kruszczowych: arsenopiryt, löllingit, piryt, bizmut rodzimy, bismutynit, siarkosole Bi i Pb, chalkopiryt, pirotyn i sfaleryt (Olszyński, 1997). Te minerały występowały w formie gniazdowych skupień o średnicy do 20 mm, przy czym gnejsy w otoczeniu kruszców nie wykazywały wyraźniejszych zmian w porównaniu z gnejsami płonnymi. Takie skupienia charakteryzują się budową strefową – w ich centrach znajdują się ziarna löllingitu, wokół niego występuje arsenopiryt, a na zewnątrz w formie otoczki – piryt. W piryście niekiedy są obecne drobne wrostki złota rodzimego (*ibidem*).

Maciejowice

W Maciejowicach śladowe okruszcowanie stwierdzono jedynie w nietypowej skale metamorficznej tworzącej przerosty wśród gnejsów, a zbudowanej przede wszystkim z magnesioriebeckitu (amfibol z szeregu glaukofanu i riebeckitu) i omfacytu (piroksen) oraz kwarcu, plagioklastu, piropu, chlorytu i minerałów z szeregu dolomit-sydyryt. Występuje w niej pirotyn oraz wtórny po pirotynie piryt i mielnikowit-piryt, śladowo pojawia się chalkopiryt. Z kolei piryt jest zastępowany przez sydyryt.

W jednym z pegmatytów natrafiono na listewkowe kryształy andaluzytu o długości do 3 cm.

DYSKUSJA WYNIKÓW

Zespoły mineralne napotkane w skałach strefy Strzelin-Żułowa, włączając dane literaturowe, zestawiono w tabeli 1.

Najpowszechniej spotykanym zespołem mineralnym jest zespół o składzie piryt, pirotyn, chalkopiryt, sfaleryt i to niezależnie od rodzaju skały goszczącej, zarówno w granitoidach, jak i we wszystkich rodzajach skał osłony metamorficznej. Niezwykle rzadko dochodzi do większych koncentracji tych minerałów, przy czym minerały użyteczne w tym zespole (chalkopiryt, sfaleryt) występują podrzędnie.

Na badanym obszarze brak stref intensywnych przeobrażeń metasomatycznych, w tym grejzenizacji. Do niewielkiego wzbogacenia w molibdenit doszło jedynie w aplitach i pegmatytach Strzelina (pole Strzelin I). Obecnie śladowe okruszcowanie molibdenitem i scheelitem stwierdzono wyłącznie w Gęsińcu, a stanninem – w pegmatycie z kamieniołomu w Kamiennej Górze.

Występowanie elektrum w pegmatycie z Kamiennej Góry może sugerować, że granitoidy tego rejonu były objęte mineralizacją złotem. Pośrednio może to potwierdzać zawartość złota wynosząca 1,1 ppm w ochrze wypełniającej jedną ze szczelin w granitach z Kamiennej Góry (z podwyższoną zawartością wielu pierwiastków mogących świadczyć o pochodzeniu tej ochry w znacznym stopniu z wietrzenia pegmatytu), jak i obecność złota niemal we wszystkich szlichach uzyskanych z aluwiiów na obszarze od Wzgórz Strzeleckich przez rejon Piotrowic Polskich po okolice Kamiennej Góry (Markowiak, Lasoń, 2021).

W kilku odsłonięciach stwierdzono przejawy mineralizacji zawierającej pierwiastki ziem rzadkich. Najbogatsze koncentracje tych pierwiastków zaobserwowano w iłach, wypełniających szczeliny tektoniczne w Doboszowicach (Lasoń, Markowiak, 2019), w których średnia arytmetyczna sumy

zawartości REE w 7 próbkach wynosi 919 ppm, a wraz z sumą Sc + Y średnia zawartości wynosi 1088 ppm. Maksymalna zawartość REE w 1 z próbek wynosi 1571 ppm oraz 319 ppm Sc + Y (w sumie 1890 ppm).

Należy również zwrócić uwagę na kamieniołom w Gęsińcu, w którym natrafiono na próbkę granitoidu z dość licznymi euhedralnymi kryształami allanitu zastępowanego przez fluorowęglany ziem rzadkich (*ibidem*).

Mimo stwierdzenia obecności licznych minerałów pierwiastków U i Th, a nawet ujawnienia w metasomatyce z Górki Sobockiej zawartości U wynoszącej 393 ppm, w tym rejonie nie można się spodziewać większych koncentracji pierwiastków promieniotwórczych, co potwierdzają wyniki badań potencjału radonowego prowadzonych w tym rejonie (Wołkowicz, 2007).

Przyjmując hipotezę, że obserwowane współcześnie bardzo ubogie okruszczowanie związane z intruzjami skał

magmowych jest wynikiem erozyjnego zniszczenia bogatszych w kruszce stref apikalnych tych intruzji, można założyć, że składniki odporne na wietrzenie (np. wolframit, kasyteryt, ksenotym, monacyt, allanit, magnetyt, złoto) mogły utworzyć wtórne koncentracje w młodszych osadach klastycznych np. w permie lub triasie dolnym. Tego typu osady występują na wschód od strefy Strzelin–Żulowa i we wszystkich wierceniach powinny być zbadane geochemicznie. Ponadto osady neogenu, kredy, triasu i permu zalegają tam na różnych ogniwach paleozoiku (karbonu i dewonu) oraz proterozoiku, co oznacza, że zrzucony blok na wschód od Strzelina podlegał stosunkowo słabej erozji i teoretycznie może kryć apikalne, okruszczowane fragmenty intruzji magmowych (na wysokości Ziębic paleozoiczne lub prekambryjskie podłoże jest położone na głębokości ok. 500–600 m).

WNIOSKI

1. Najpowszechniej spotykanym zespołem mineralnym w całym regionie jest zespół o składzie: piryt, pirotyn, chalkopiryt, sfaleryt, przy czym dwa ostatnie występują podrzędnie.
2. Brak tutaj stref intensywnych przeobrażeń metasomatyicznych. Do niewielkiego wzbogacenia w molibdenit doszło jedynie w aplitach i pegmatytach Strzelina. W związku z tym nie można się spodziewać w omawianym regionie istotnych pod kątem gospodarczym koncentracji takich pierwiastków jak: Mo, W, Sn, powiązanych z intruzjami skał magmowych.
3. Stwierdzono obecność złota niemal we wszystkich badanych potokach z obszaru od Wzgórz Strzeleńskich przez rejon Piotrowic Polskich po okolice Kamiennej Góry, co sugeruje, że granitoidy z tego rejonu w zerodowanych partiach były objęte mineralizacją złotem.
4. Najbogatsze koncentracje pierwiastków ziem rzadkich zaobserwowano w iłach wypełniających szczeliny tektoniczne w kamieniołomie gnejsów w Doboszowicach. W kamieniołomie w Gęsińcu natrafiono natomiast na próbkę granitoidu z dość licznymi euhedralnymi kryształami allanitu zastępowanego przez fluorowęglany ziem rzadkich. Przejawy tego typu mineralizacji wymagają dalszych badań.

Podziękowania. Autor kieruje podziękowania do prof. dr. hab. S.Z. Mikulskiego (PIG-PIB) oraz do prof. dr. hab. inż. A. Piestrzyńskiego (AGH Kraków) za wnikliwą recenzję pracy. Autor dziękuje również dr. G. Zielińskiemu i L. Giro z Laboratorium Analiz w Mikroobszarze PIG-PIB w Warszawie za wykonanie badań z użyciem mikroskopy elektronowej CAMECA SX 100 oraz skaningowego mikroskopu elektronowego LEO 1430.

LITERATURA

- BEHR J., 1921 – Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen. Blatt Strehlen. Berlin.
- BOLEWSKI A., 1982 – Mineralogia szczegółowa. Wydaw. Geol., Warszawa.
- BOREK Z., GISZCZYŃSKI K., 1987 – Kompleksowa dokumentacja geologiczna złóż granitoidów w Strzeleńskim Okręgu Eksploatacji Surowców Skalnych. Przeds. Geol. Wrocław. Arch. Przeds. Geol., Wrocław.
- BORKOWSKA M., SMULIKOWSKI K., 1973 – Minerale skałotwórcze. Wydaw. Geol., Warszawa.
- CYMERMAN Z., 2010 – Mapa tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego 1: 200 000. PIG-PIB, Warszawa.
- DZIEMIAŃCZUK K., WOJNAR B., 1984 – Mineralizacja tytanomagnetytowa i ilmenitowo-hematytowa w rozwoju metamorficzno-strukturalnym kompleksu łupkowo-kwarcytowego południowej części Masywu Strzelina. *Geologia Sudetica*, **18**, 2: 79–105.
- JANECZEK J., 1985 – Typomorficzne minerały pegmatytów masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka. *Geologia Sudetica*, **20**, 2: 1–68.
- KOWALSKI W., 1967 – Geochemia potasu, sodu, wapnia, rubidiu, ołowiu, baru i strontu w granitoidach sudeckich i ich pegmatytach. *Arch. Miner.*, **27**, 1: 71–74.
- KOZŁOWSKI A., 2011 – Native gold in the intragranitic pegmatites of the Karkonosze. *AM Monograph*, **2**: 9–25.
- KOZŁOWSKI A., METZ P., 2003 – Post-magmatic mineralisation in the granitoids of the Strzelin massif, SW Poland – a fluid inclusion study. *Mineralogical Society of Poland – Special Papers*, **22**: 102–104.

- KRENN E., FINGER F., 2007 – Formation of monazite and rhabdophane at the expense of allanite during Alpine low temperature retrogression of metapelitic basement rocks from Crete, Greece: Microprobe data and geochronological implications. *Lithos*, **95**, 1/2: 130–147.
- LASOŃ K., MARKOWIAK M., 2019 – Pierwiastki ziem rzadkich w wybranych skałach obszaru Strzelin–Głucholazy. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **477**: 55–68.
- LASOŃ K., MARKOWIAK M., HABRYN R., BAZARNIK J., 2018 – Perspektywy wystąpień rud metali Mo, Cu, W, Au i in. w waryscyjskiej strefie kolizyjnej Brunovistulicum z Masywem Czeskim na tle mineralizacji przesuwej strefy uskoku Kraków–Lubliniec. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa*.
- LAURENT A., JANOUŠEK V., MAGNA T., SCHULMANN K., MÍKOVÁ J., 2014 — Petrogenesis and geochronology of a post-orogenic calc-alkaline magmatic association: the Žulová Pluton, Bohemian Massif. *Journal of Geosciences*, **59**: 415–440.
- LEICHMANN J., ŠVANCARA J., ZACHOVALOVÁ K., 2003 – Silesian batholith – an important subsurface phenomenon in the eastern silesicum. *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne, Prace Specjalne*, **23**: 113–193.
- MARKOWIAK M., LASOŃ K., 2021 – Złoto w potokach i pegmatycie z rejonu Strzelina. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **478**: 49–66.
- MASTALERZ M., NIŚKIEWICZ J., 1985 – Mineralizacja rudna w Strzelińskim Okręgu Eksploatacji Surowców Skalnych. *W: Kompleksowa dokumentacja geologiczna złóż granitoidów w Strzelińskim Okręgu Eksploatacji Surowców Skalnych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski we Wrocławiu, 1987.*
- OBERC J., 1966 – Geologia krystaliniku Wzgórz Strzelińskich. *Studia Geologica Polonica*, **20**: 1–187.
- OBERC J., OBERC-DZIEDZIC T., KLIMAS-AUGUST K., 1986 – Charakterystyka petrograficzna i tektonika granitów i gnejsów Strzelińskiego Okręgu Eksploatacji Surowców Skalnych. *W: Kompleksowa dokumentacja geologiczna złóż granitoidów w Strzelińskim Okręgu Eksploatacji Surowców Skalnych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski we Wrocławiu, 1987.*
- OBERC-DZIEDZIC T., 1991 – Pozycja geologiczna granitoidów strzelińskich. *Acta Universitatis Wratislaviensis 1375, Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, **29**: 295–324.
- OBERC-DZIEDZIC T., PIN Ch., DUTHOU J.L., COUTURIE J.P., 1996 – Age and origin of the Strzelin granitoids (Fore-Sudetic Block, Poland): $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ data. *Neues Jahrbuch Mineralogie, Abhandlungen*, **171**: 187–198.
- OBERC-DZIEDZIC T., KRYZA R., PIN Ch., MADEJ S., 2013 – Variscan granitoid plutonism in the Strzelin Massif (SW Poland): petrology and age of the composite Strzelin granite intrusion. *Geological Quarterly*, **57**, 2: 269–288.
- OLSZYŃSKI W., 1972 – Pomagmowa mineralizacja kruszcowa w granitoidach Strzelina. *Acta Geologica Polonica*, **22**, 1: 109–128.
- OLSZYŃSKI W., 1973 – Mineralizacja kruszcowa w skałach osłony granitoidów strzelińskich. *Acta Geologica Polonica*, **23**, 3: 577–586.
- OLSZYŃSKI W., 1997 – Złotońska mineralizacja kruszcowa w metamorfiku Doboszowic (Blok Przedśudecki). *W: Meta-le szlachetne w NE części Masywu Czeskiego i w obszarach przyległych. Geneza, występowanie, perspektywy. Konferencja Naukowa, Jarnołtówek, 19–21 czerwiec 1997: 69–73. ING UW, Wrocław.*
- RÖSLER H. J., LANGE H., 1979 – Geochemische Tabellen, VEB Dt. Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- SCHUMACHER E., 1878 – Die Gebirgsgruppe des Rummelsberges bei Strehlen. *Ztsch. Deutsch. Geol. Gesell. Jg.*, **30**: 427–520.
- STĘPISIEWICZ M., 1977 – Fizykochemiczne warunki powstawania minerałów pomagmowych w granitoidach strzelińskich. *Arch. Miner.*, **33**: 61–71.
- TRAUBE H., 1888 – Minerale Schlesiens. Breslau.
- WOJTYNA P., 2013 – Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna skał złoża marmurów w Sławniowicach na Dolnym Śląsku [rozp. doktor.]. AGH, Kraków.
- WOŁKOWICZ S., 2007 – Potencjał radonowy Sudetów i wybranych jednostek bloku przedśudeckiego. *W: Potencjał radonowy Sudetów wraz z wyznaczeniem obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych (red. S. Wołkowicz). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.*

Strony internetowe:

<http://webmineral.com/specimens/gallery.php?st=241&init=P#.X6J5xLiQnih> [dostęp: 18.11.2023].

<https://www.mindat.org/min-4370.html> [dostęp: 18.11.2023].

MANIFESTATIONS OF ORE MINERALIZATION IN THE ROCKS OF THE STRZELIN–GŁUCHOŁAZY AREA

Abstract. Based on microscopic investigations and detailed electron microprobe studies of rock samples from three regions of the Moravian-Silesian tectonic zone: Wzgórza Strzelińskie, Paczków region, and Głucholazy region, the characteristics of ore mineralization in the Strzelin–Głucholazy area are presented. The presence of a wide range of ore minerals was found, including many previously unrecognized in the study area: pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite, melnikovite, melnikovite-pyrite, marcasite, covellite, digenite, galena, greenockite, carrolite-fletscherite, bravoite, Co-bravoite, molybdenite, scheelite, tennantite, euxenite (EGM) similar to yttracrasite-(Y), electrum, native bismuth, bismuthinite, cosalite, joseite, tsumoite, gustavite, stannite, argentite, native silver, ilmenite, rutile, titanite, goethite and a number of minerals of radioactive elements – uraninite, thorite, coffinite, as well as minerals containing radioactive elements (including the above-mentioned minerals of the euxenite group, rhabdophane, uranopolycrase and possibly thorbastnäsitite co-occurring with parisite). The most common mineral assemblages are: pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite and sphalerite, occurring both in granitoids and in all types of rocks of the metamorphic cover. Higher concentration of these minerals is extremely rare, and pyrite and pyrrhotite are dominant. The manifestations of mineralization with rare earth elements require further research.

Key words: gold, REE mineralization, ore mineralization, Moravian-Silesian tectonic zone, Strzelin, Głucholazy.

SUMMARY

In the area of Strzelin–Głucholazy, a prospecting for ore mineralization was carried out in three regions of the Moravian-Silesian tectonic zone: Wzgórza Strzelińskie, Paczków region, and Głucholazy region. The ore mineralization is associated with Variscan granitoid intrusions. The most common mineral assemblages are: pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite and sphalerite, occurring both in granitoids and in all types of rocks of the metamorphic cover. Higher concentration of these minerals is extremely rare, and pyrite and pyrrhotite are dominant. Detailed research allowed identification of many interesting minerals, including rare earth

minerals, and gold. In terms of epigenetic mineralization, the rocks from the Gęsiniec and Kamienna Góra quarries turned out to be the most interesting. The very poor mineralization, which is observed today, associated with igneous rock intrusions, may be due to the erosive destruction of the apical zones of these intrusions. If so, it can be assumed that weathering-resistant components (*e.g.* wolframite, cassiterite, xenotime, monazite, allanite, magnetite, gold) could have formed secondary concentrations in younger clastic sediments occurring in the vicinity of the studied intrusions, *e.g.* in the Permian or Lower Triassic sediments.

Jacek R. KASIŃSKI¹, Barbara SŁODKOWSKA¹

LITOSTRATYGRAFIA OSADÓW WYŻSZEJ CZĘŚCI NEOGENU NA OBSZARZE NIŻU POLSKIEGO

Abstrakt. W pracy główny nacisk położono na prezentację i dyskusję na temat korelacji osadów wyższej części neogenu na Niżu Polskim. W rezultacie zaproponowano nowy podział litostratygraficzny lądowych osadów wyższego neogenu w basenie niżowym. Skorygowano dane i nazewnictwo, dotyczące dotychczas stosowanych jednostek litostratygraficznych oraz wykreowano i zrewidowano kilka jednostek, które skorelowano z aktualnym podziałem chronostratygraficznym dla obszaru Europy. Zastosowano zasady podziałów litostratygraficznych zgodnie z litologicznymi kryteriami przyjętymi przy tworzeniu nowych jednostek litostratygraficznych. Ważnym zadaniem było ustalenie pozycji stratygraficznej utworów wyższej części miocenu i pliocenu ze szczególnym uwzględnieniem serii brunatnowęglowych oraz rozdzielających je osadów mineralnych. Ramy czasowe weryfikowanego odcinka neogenu są zdefiniowane przez dwa regionalne zdarzenia

geologiczne, które zaznaczyły się niemal na całym obszarze Niżu Polskiego: dolną granicę badanego interwału definiuje początek sedymentacji charakterystycznych piasków adamowskich i tworzenia się węgla brunatnego I pokładu środkowopolskiego, a górną granicę stanowi początek glacjacji plejstocenijskiej. Na przeważającym obszarze Niżu Polskiego, poza Polską południowo-zachodnią, profil osadów wyższego neogenu jest na ogół pełny, z niewielką liczbą luk stratygraficznych, chociaż jest widoczne pewne zróżnicowanie regionalne osadów. Jest to spowodowane nieco odmiennym reżimem sedymentacyjnym, stymulowanym najczęściej zmianami geotektonicznymi i związanymi z nimi oscylacjami klimatu. Utwory wyższego neogenu na obszarze Niżu Polskiego są w przeważającej mierze osadami lądowymi, wykształconymi w facjach fluwialnych, limnicznych i telmatycznych.

Słowa kluczowe: litostratygrafia, palinostratygrafia, miocen, pliocen, Niż Polski.

WSTĘP

Panująca w literaturze polskiej i wśród geologów zajmujących się osadami wyższego miocenu, pliocenu i wczesnego plejstocenu różnorodność opinii była głównym powodem propozycji formalizacji nowego podziału późnego neogenu. W świadomości geologów polskich dominuje na przykład dość powszechnie ugruntowany pogląd, że pliocen w Polsce jest reprezentowany przez „iły poznańskie”. W świetle przeprowadzonych już ponad dwadzieścia lat temu badań poglądu tego nie sposób utrzymać (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997). Ponieważ granica miocen/pliocen w osadach neogenu na Niżu Polskim nie

została dotychczas jednoznacznie zdefiniowana, dlatego w starszej literaturze (Instrukcja SMGP, 2004) funkcjonuje umowny termin zbiorczy mio-pliocen, który obejmuje okres ponad 20 mln lat – między ok. 23,0 i 2,6 mln lat temu. W definiowaniu jednostek lito- i biostratygraficznych wyższego neogenu istnieje więcej tego typu nieścisłości, a ponadto w sposób nieuprawniony funkcjonują utrwalone stare, nieaktualne podziały litostratygraficzne (Ciuk, 1970). Dlatego autorzy podjęli się weryfikacji i reinterpretacji danych stratygraficznych, kładąc szczególny nacisk na badania lito- i palinostratygraficzne.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa.

WPROWADZENIE I UWAGI METODYCZNE

Ramy czasowe weryfikowanego odcinka neogenu są zdefiniowane przez dwa zdarzenia geologiczne, które zaznaczyły się na niemal na całym obszarze Niżu Polskiego. Dolną granicę badanego interwału definiuje początek sedymentacji charakterystycznych piasków adamowskich i rozpoczęcie tworzenia się węgla brunatnego I pokładu środkowopolskiego, stanowiącego jednocześnie, według dotychczasowych podziałów, najniższą część formacji poznańskiej. Wyżej sedymentacja fitogeniczna stopniowo zanika i wśród osadów młodszych dominują facje ilasto-mułkowe, które w najwyższej części profilu neogenu zostały zastąpione przez facje klastyczne o grubszym ziarnie, należące już do dotychczasowej formacji gozdnickiej, zdefiniowanej na południowym zachodzie Niżu, i jej ekwiwalentów w centralnej, północnej i północno-wschodniej Polsce. Zwieńczenie omawianego odcinka profilu stanowi ostra, najczęściej erozyjna granica, przebiegająca w stropie różnych ogniw miocenu, pliocenu i najniższego czwartorzędu u podstawy osadów glacialnych plejstocenu (fig. 1). Badania osadów neogenu odgrywają ważną rolę w poznaniu budowy kenozoicznej pokrywy osadowej Polski. Istniejący bardzo obfity materiał archiwalny pozwolił na dokonanie syntezy danych litologicznych i palinologicznych z osadów późnego neogenu w kilku subregionach Niżu Polskiego (tab. 1). Ważnym zadaniem było ustalenie pozycji stratygraficznej utworów wyższego miocenu i pliocenu ze szczególnym uwzględnieniem serii brunatnowęglowych oraz rozdzielających je osadów mineralnych, głównie ilastych i piaszczystych.

Na przeważającym obszarze Niżu Polskiego profil osadów wyższego neogenu jest na ogół pełny, z niewielką liczbą luk sedymentacyjnych i stratygraficznych, jest widoczne pewne zróżnicowanie regionalne osadów. W obrębie badanego interwału miały miejsce procesy sedymentacyjne stymulowane najczęściej epizodami tektonicznymi (Piwocki, 1998).

Przeprowadzono kwerendę wybranych stanowisk z wytypowanych dziewięciu subregionów Niżu Polskiego w celu zewidencjonowania danych o osadach górnej części neogenu (tab. 1). W każdym z nich analizowano kilka najbardziej charakterystycznych profili. Dla każdego subregionu podano lokalizację, głębokość wydzielonych poziomów palinostatygraficznych, autora i rok opracowania. Zebrane dane geologiczne i palinologiczne zostały poddane szczegółowej rewizji i aktualizacji. Na podstawie tych danych powstał zrewidowany schemat stratygraficzno-sedymentologiczny poszczególnych ogniw późnego neogenu (fig. 2–5).

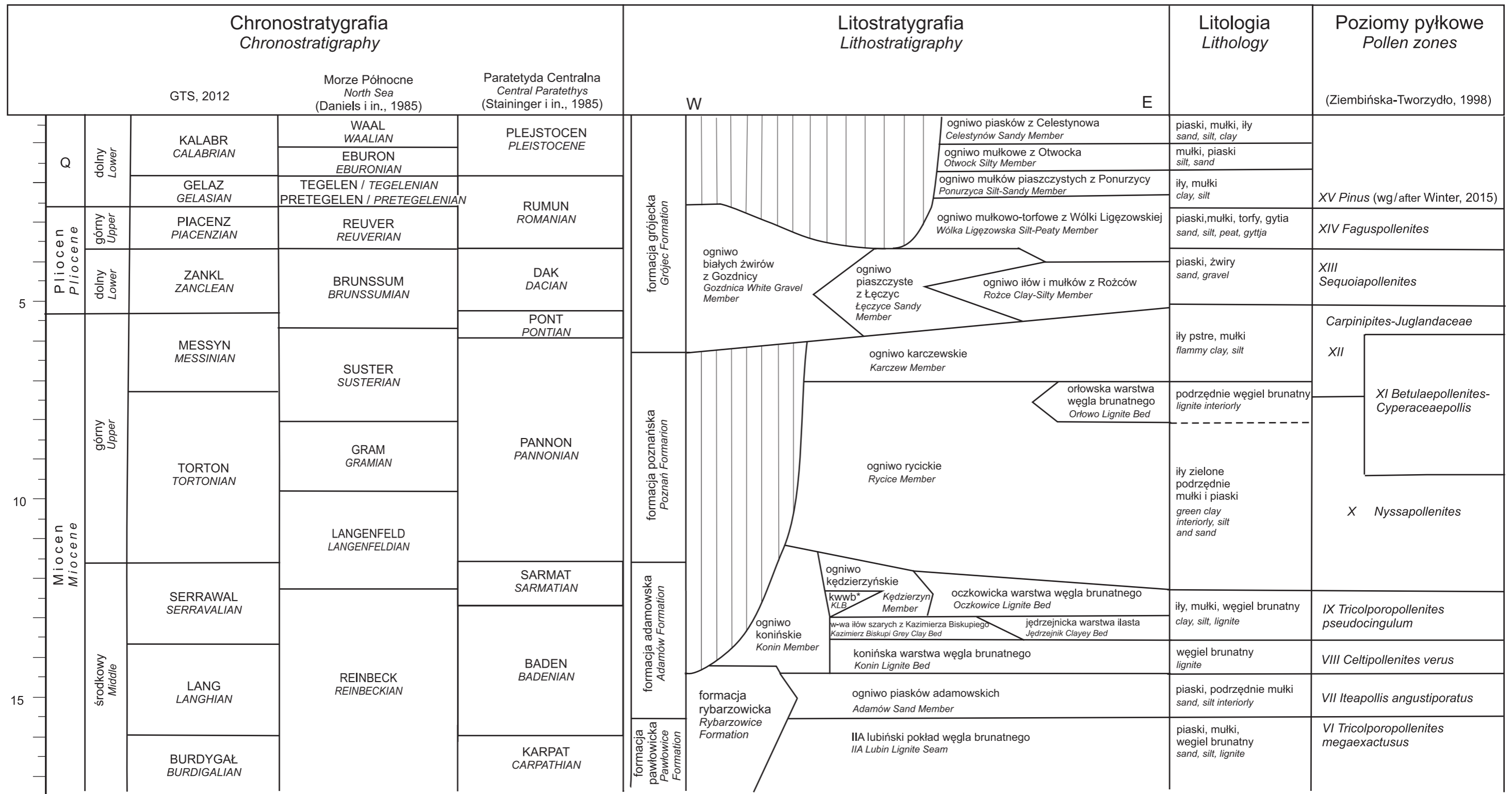
Zewidencjonowane stanowiska zlokalizowano na mapach współczesnych zasięgów opisywanych jednostek. Podstawową metodą datowań biostratygraficznych była analiza palinologiczna, głównie pyłkowa.

Dane palinostatygraficzne pochodzą z kilkudziesięciu otworów wiertniczych, głównie kartograficznych i poszukiwawczych za węglem brunatnym. Lokalnie – głównie na obszarze Dolnego Śląska – gdzie twory neogeńskie odsłaniają

się na powierzchni w naturalnych odsłonięciach i odkrywkach dane stratygraficzne pochodziły z takich odsłoneń. Datowania stratygraficzne zostały zweryfikowane i opisane według współczesnych standardów. Dokonano także korelacji równowiekowych odcinków profili, co pozwoliło na wykazanie zmienności facjalnej w poszczególnych ogniwach wyższego neogenu i sporządzenie map paleogeograficzno-facjalnych poszczególnych ogniw (fig. 3–5).

Biorąc pod uwagę zróżnicowanie regionalne osadów wyższego neogenu, obszar Niżu Polskiego został podzielony na 9 subregionów o odmiennej historii geologicznej i wykształceniu facjalnym, budujących je osadów. Wydzielono następujące subregiony: Dolny Śląsk, Ziemia Lubuska, Wielkopolska i Kujawy, centralna Polska, Pomorze Wschodnie, Warmia i Mazury, północne Mazowsze, Podlasie, Lubelszczyzna. Taki podział okazał się zasadny również podczas konstrukcji map geologiczno-facjalnych. Wytypowano 86 stanowisk osadów górnego neogenu zarówno w otworach wiertniczych, jak i w odsłonięciach i odkrywkach (tab. 1). Wyboru stanowisk z poszczególnych regionów dokonano na podstawie obszernej dokumentacji palinologicznej profili archiwalnych, umożliwiającej datowania palinostatygraficzne (Grabowska, Słodkowska, 1993). Opracowania archiwalne zaktualizowano pod względem oznaczeń palinologicznych. Do wyróżnionych przez autorów taksonów spor i ziarn pyłku stosowano systematykę morfologiczną, związaną z botanicznym pokrewieństwem rodzajów i gatunków (Ziemińska-Tworzydło i in., 1994a, 1994b; Stuchlik i in., 2001, 2002, 2009, 2014). Dla celów stratygraficznych, opisane zespoły spor i ziarn pyłku przyporządkowano poziomom pyłkowym, definiującym fazy klimatyczne (Ziemińska-Tworzydło, 1998 *vide* Ważyńska i in., 1998). Tak zrewidowane dane palinologiczne stały się wzajemnie porównywalne, a wydzielone poziomy pyłkowe stanowiły materiał wyjściowy do przeprowadzenia korelacji regionalnych. Ponadto wykonano uzupełniające badania palinologiczne w kilku subregionach (Worobiec i in., 2020; Słodkowska, Wiedera, 2021, 2022). Wszystkie te informacje pozwoliły na weryfikację istniejących oraz zdefiniowanie nowych jednostek stratygraficznych. Wstępne wyniki przeprowadzonych prac posłużyły również do rewizji i reinterpretacji jednostek litostratygraficznych w słownikach stratygraficznych Centralnej Bazy Danych Geologicznych (CBDG) PIG-PIB (Kasiński, 2010–2012).

Na podstawie znacznej ilości materiału archiwalnego i wyników ostatnio przeprowadzonych badań skonstruowano mapy zasięgu nowo utworzonych jednostek. Współczesny zasięg ich występowania ustalono na podstawie kryteriów stratygraficznych i litogenetycznych. Mapa dokumentacyjna (fig. 2) zawiera zestawienie wszystkich stanowisk cytowanych w pracy, dla których istnieje dokumentacja palinologiczna. Kolorami zaznaczono na niej wyróżnione jednostki litostratygraficzne w każdym stanowisku. Proponowane nowo utworzone ogniwo konińskie zaznaczono na



*kwwb – kędzierzyńska warstwa węgla brunatnego
KLB – Kędzierzyn Lignite Bed

Fig. 1. Stratygrafia osadów wyższego neogenu Niżu Polskiego
Stratigraphy of the upper part of the Neogene sediments of the Polish Lowlands

Tabela 1

Przegląd stanowisk z dokumentacją palinologiczną z osadów wyższej części neogenu na Nizinie Polskiej
 A review of the localities with the palynological documentation in the upper part of the Neogene deposits

Nazwa stanowiska	Arkusze SMGP 1:50 000 lub lokalizacja opisowa	Odsłonięcie/otwór	Głębokość próbki [m]	Poziomy pyłkowe (Płoczek, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997)	Bibliografia: autor, rok	Praca: A – archiwalna P – publikowana	Uwagi
Dolny Śląsk							
Gnojna	Olawa	odsłonięcie	–	XII	Sadowska, 1992; Zastawniak, 1992	P	
Gozdnica	Ruszków	odkrywka	–	VIII, IX, X, XII, XIV	Stachurska i in., 1971	P	
Kłodzko	Kłodzko	odsłonięcie	–	XIV	Sadowska w: Jahm i in., 1984	P	
Komorniki 97/72	Legnica	otwór	1,5–77,5	VIII+ bp	Worobiec, 2009	P	
Komorniki 97/73	Legnica	otwór	15,5–77,5	VIII+ bp	Worobiec, 2009	P	
Legnica 33/56	Legnica	otwór	3,0–74,0	VIII+ bp	Worobiec, 2009	P	
Legnica 41/52	Legnica	otwór	6,0–77,0	VIII+ bp	Worobiec, 2009	P	
Ruszków	Ruszków	odkrywka	–	XIII	Stachurska i in., 1967	P	
Sośnica	Kąty Wrocławskie	odsłonięcie	–	XII	Stachurska i in., 1973	P	
Tulowice	Niemodlin	odsłonięcie	–	XIII	Winter w: Badura i in., 2006	P	
Jaroszów	Świdnica	odsłonięcie	–	VIII, IX	Sadowska, 1995, 2002	P	
Ustronie	Lubin	otwór	133,0–140,7	IX	Ziemińska-Tworzydło, 1974	P	
Białopole	ok. Bogatyni	odkrywka	–	XIII	Ziemińska-Tworzydło, 2010 w: Kasinski i in., 2010	P	
Lubelszczyzna							
Radawiec	Bełżyce	otwór	19,4–19,8; 24,2–36,6	VIII, IX	Stodkowska, 1989	A	
Centralna Polska							
Czajki	Łowicz	otwór	67,7–74,9	XI	Grabowska, 1988a	A	
Suchostruga	Mszczonów	otwór	191,2	IX	Stodkowska, 1996a	A	
Mszczonów	Mszczonów	odkrywka	–	XI	Stodkowska, 2001a	A	
Bobrowniki	Bolimów	otwór	37,60–46,55; 49,0–49,4	IX?; XI	Stodkowska, 1998a	A	
Osmolin (Syntex)	Osmolin	otwór	39,0–53,0	IX	Stodkowska, 1997	A	
Owadów	Jedlińsk	otwór	21,5–25,0	IX	Ważyńska, 1987	A	
Borszyce	Wola Pęczkowska	otwór	49,3–74,0	XI	Grabowska, 1997	A	
Nowy Dwór	Wola Pęczkowska	otwór	26,0–51,6	XI	Grabowska, 1997	A	
Kaszewice Kolonia 1	Bełchatów	otwór	56,0–86,0	XI	Grabowska, 1988b	A	
Różce	ok. Grójca	otwór	88,0–101,7	XIV	Stuchlik, 1994	P	

Tabela 1 cd.

Nazwa stanowiska	Arkusze SMGP 1:50 000 lub lokalizacja opisowa	Odsłonięcie/otwór	Głębokość próbek [m]	Poziomy pyłkowe (Pawocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997)	Bibliografia: autor, rok	Praca: A – archiwalna P – publikowana	Uwagi
Głowaczów GI-7	Głowaczów	otwór	23,9–36,5	IX	Ważyńska, 1986a	A	
Wólka Ligęzowska	N. Miasto n/Pilicą	otwór	17,6–24,5; 24,5–34,5	XIII, XIV	Winter, 1997, 2015	A, P	
Wysokin	N. Miasto n/Pilicą	otwór	36,3–50,0	XIII, XIV	Winter, 1997, 2015	A, P	
Ławki (Kleszczów)	Kleszczów	odkrywka	154,00–155,25	XIV	Krzyszowski, Szuclnik, 1995	P	
Wielkopolska i Kujawy							
Konin – Kazimierz	Konin	odkrywka, otwór	BK110: 56,95–59,20; BK117: 43,95–47,45; st. 4; st. 5	IX, XI (bp)	Ślodkowska, 2002a; Ślodkowska, Paruch-Kulezycka, 2008	P	udokumentowane mikrofaunistyczne wpływy morskie
Chrośna	Złotniki Kujawskie	otwór	53,9–68,0	IX + R	Ślodkowska, Winter, 1989	A	
Romanowo	Czarnków	otwór	71,5–79,7	IX + R	Ślodkowska, 1998b	A	
Sarbia	Czarnków	otwór	63,25–64,0; 64,4–68,9	IX + R, XI	Ślodkowska, 1998b	A	
Piotrowo 3	Obrzycko	otwór	38,8–39,8	IX	Ślodkowska, 1996b	A	
Oczkowice	Gostyń	otwór	74,5–89,6; 96,8–121,3	VIII, IX	Ziemińska-Tworzydło, 1974	P	
Oczkowice 5-W	ok. Rawicza	otwór	58,0–72,4; 77,1–132,8	IX, XI	Ważyńska, 1976	A	
Poznań (otwory badawcze w Śródmieściu)	–	otwory	rzędne 62,08–35,46 m n.p.m.	IX, XI	Sadowska, 2006 (w: Troć, Sadowska, 2006)	P	
Gołębin Stary	Czempiń	otwór	86,0–91,3; 99,5–102,5	VIII, IX	Ziemińska-Tworzydło, 1974	P	
Gierlaehowo	Krzywiń	otwór	134,5–145,0; 195,0–200,0	VIII, IX	Ziemińska-Tworzydło, 1974	P	
Mosina	Czempiń	otwór	138,5–144,4; 178,3–179,6	VIII, IX	Ziemińska-Tworzydło, 1974	P	
Gosławice-Niesłusz	Konin	odkrywka	–	VIII	Mamezar, 1960	P	
Józwin IIB	Wieluń, pow. koniński	odkrywka	–	VIII	Ślodkowska, Widera, 2021	P	
Tomislawice	Sompolno	odkrywka	–	VIII	Ślodkowska, Widera, 2022	P	
Drzewce	Konin	odkrywka	–	VIII	Worobiec i in., 2022	P	
Pańców (wiercenia w polu Pańców IV)	Wieluń, pow. koniński	otwór	54,0–73,50	VIII	Sadowska, Giza, 1991	P	
Adamów	Konin	odkrywka	–	VIII	Worobiec i in., 2020	P	
Lubstów	Sompolno	otwór	52,0–52,2; 56,2–64,2	VIII, IX	Ciuk, Grabowska, 1991	P	
Małoszyn-Grochowska	Sompolno	otwór	47,6; 48,1–55,6	VIII, IX	Ważyńska, 1986b	A	
Wójcin	Strzelno	otwór	89,5–93,5	VIII	Ważyńska, 1988	A	

Tabela 1 cd.

Nazwa stanowiska	Arkusze SMGP 1:50 000 lub lokalizacja opisowa	Odsłonięcie/otwór	Głębokość próbki [m]	Poziomy pyłkowe (Pitwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997)	Bibliografia: autor, rok	Praca: A – archiwalna P – publikowana	Uwagi
Konin-Morzysław	Konin	odkrywka	–	VIII	Kremp, 1949	P	
Rogóżno (Rogóżno 5)	Widawa	otwór	91,4–100,7	VIII	Doktorowicz-Hrebnička, 1964; Grabowska, 1969	P, A	
Władysławów	Turek	otwór	81,7–93,5	VIII	Doktorowicz-Hrebnička, 1964; Grabowska, 1969	P, A	
S-14 (22)	Ostrów Wlkp	otwór	72,0–97,0; 97,0–107,1; 107,1–112,4	VIII, IX	Nosek, 1966	P	
Ostrów 9	Ostrów Wlkp	otwór	101,4–114,0; 114,0–116,8; 116,8–124,7	VIII, IX, XI	Nosek, 1966	P	
Ostrów 1	Ostrów Wlkp	otwór	74,0–103,0; 103,0–108,1; 108,1–109,2	VIII, IX, XI	Nosek, 1966	P	
Wysocko Mate-1 (27)	Ostrów Wlkp	otwór	1,0–136,0; 136,0–139,5; 139,5 (?)–139,6	VIII, IX, XI	Nosek, 1966	P	
Ziemia Lubuska							
Mirostowice	Żary	otwór	0,0–0,9; 0,9–3,0	VIII, IX	Sadowska, 1977	P	
Tuplice	Trzebień	otwór	7,4–9,2	VIII	Sadowska, 1977	P	
Babina 24/40	Widawa	otwór	40,7–47,5	VIII	Kościelniak, Wanat, 1974	P	
Babina 52/40	Widawa	otwór	47,0–50,0	VIII	Kościelniak, Wanat, 1974	P	
Nowe Czapple – rejon	Łęknica	odkrywka	–	VIII	Kasiński, Słodkowska, 2017	P	
Łężycza	Buchalów	otwór	29,2–32,6	IX	Słodkowska, 2001b	A	
Gądków Wielki 2/z	Torzym	otwór	78,1–80,6	IX	Grabowska, Słodkowska, 1987	A	
Pomorze Wschodnie							
Babie Doły	Gdynia	odsłonięcie	–	IX	Słodkowska, 2018*	A	*notatka autorska do niepubl. oprac. "Badania palinologiczne osadów z kłifów: Jastrzębia Góra–Chłapowo–Babie Doły–Orłowo"
Chłapowo	Puck	odsłonięcie	–		Grabowska, 1987	P	
Orłowo kłif	Gdańsk	odsłonięcie	0,0–8,0 p.p.s.	IX	Grabowska, Ważyńska 1997; Słodkowska, 2008	P, A	p.p.s. – powyżej podstawy skarpy
Jastrzębia Góra	Puck	odsłonięcie	–		Słodkowska, 2018*	A	*notatka autorska do niepubl. oprac. "Badania palinologiczne osadów z kłifów: Jastrzębia Góra–Chłapowo–Babie Doły–Orłowo"

Tabela 1 cd.

Nazwa stanowiska	Arkusze SM/GP 1:50 000 lub lokalizacja opisowa	Odsłonięcie/otwór	Głębokość próbki [m]	Poziomy pyłkowiec (Pawocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997)	Bibliografia: autor, rok	Praca: A – archiwalna P – publikowana	Uwagi
Gdańsk-wzgórze Pacholek	Gdańsk	otwór	29,75–43,55	IX	Ślodkowska, 2012	A	
Łęczycze	Łęborg	otwór, odsłonięcie	4,55 p.p.s.–11,0; 4,55–7,55 p.p.s.	XI, XIII	Ślodkowska, 2015; Ślodkowska w: Kramarska i in., 2015	P	p.p.s. – powyżej podstawy skarpy
Zatoka Pucka	–	otwór w dnie Bałtyku	31,9–32,0	IX	Grabowska, Ważyńska, 1997	P	wiercenie pod wodą
Komorza 1/KB	Tuchola	otwór	79,0–93,0; 99,4–111,6	VIII, IX	Ślodkowska, 2004a	P	
Łosiny 2/KB	Tuchola	otwór	90,8–91,8	VIII	Ślodkowska, 2004a	P	
Gostycyn IV	Gostycyn	otwór	68,25–90,6	VIII	Ślodkowska, 2004a	P	
Raciąż	Tuchola	otwór	32,35	IX	Ślodkowska, 2005a	A	
Przechlewo 2	Przechlewo	otwór	46,0–48,7	VIII	Ślodkowska, 2005b	A	
Rzeczynica	Rzeczynica	otwór	175,5–182,2	VIII	Ślodkowska, 2005c	A	
Chełmy Wielkie	Brusy	otwór	57,5–72,2	IX	Ślodkowska, 2002d	A	
Karolewo-Dąbki 3	Brusy	otwór	34,0–39,5; 39,5–43,5	VIII, IX	Kohlman-Adamska, 1993	P	
Karolewo-Dąbki 4	Wyrzysk	otwór	32,45–32,85; 39,5–43,5	VIII, IX	Kohlman-Adamska, 1993	P	
Kosztowo	Wyrzysk	otwór	37,0–41,5	IX	Kohlman-Adamska, 1993	P	
Liszkowo	Łobżenica	otwór	63,0–66,5	IX	Kohlman-Adamska, 1993	P	
Warmia i Mazury							
Babięta	Piecki	otwór	118,4–119,5; 131,5–133,5	IX, XI	Ślodkowska, 1986; Winter, 1997	A	
Nowy Las	Muszaki	otwór	112,0	IX	Ślodkowska, 1994a	A	
Gąglawki	Olsztyn	otwór	245,9–246,0	XI	Ślodkowska, 1993	A	
Wały	Muszaki	otwór	196,8–198,5; 203,4	XI	Ślodkowska, 1994a	A	
Jakubowo	Piecki	otwór	165,9–166,03; 166,03–166,45	XI, XIII	Winter, 1997	A	
Goleń	Piecki	otwór	136,13–137,63; 138,08–138,75	XI, XIII	Winter, 1997	A	
Osteczek	Książki	otwór	133,2	XI	Ślodkowska, 2001c	A	
Grzybowo 4	Bredynki	otwór	136,2; 143,7; 170,6; 176,4	VIII, XIII	Grabowska, 1998a	A	
Koczarki	Mragowo	otwór	218,95–219,0	VIII	Grabowska, 1984	A	
Parleza 1	Bredynki	otwór	101,3; 104,5; 118,4; 121,7; 128,8	IX, XI	Grabowska, 1998a	A	

Tabela 1 cd.

Nazwa stanowiska	Arkusze SM/GP 1:50 000 lub lokalizacja opisowa	Odsłonięcie/otwór	Głębokość próbki [m]	Poziomy pyłkowe (Ptwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997)	Bibliografia: autor, rok	Praca: A – archiwalna P – publikowana	Uwagi
Szczytno 36/00	Świątajno	otwór	129,6–130,1; 172,0–173,5	IX, XI	Grabowska, 1971	A	
Piduń	Szczytno	otwór	166,22–171,5	IX	Ślodka, 2007a	A	
Szczytionek	Szczytno	otwór	127,75–136,85	IX	Ślodka, 2007a	A	
Słonecznik	Szczytno	otwór	136,0–180,1	IX	Ślodka, 2007a	A	glacitektonika
Faryny 2	Spychowo	otwór	149,15–157,15	IX	Ważyńska, 1994	A	
Przechody P-10	Łyse	otwór	141,0	IX	Ważyńska, 1991a	A	
Ruciane P-1	Ruciane Nida	otwór	124,0; 128,0; 131,0	XI, XIII	Ważyńska, 1991b	A	
Antoszewo P-4	Pisz	otwór	181,9	XI	Ważyńska, 1991c	A	
Kroczy Borek P11	Łyse	otwór	142,9	XI	Ważyńska, 1991d	A	
Wyżęgi 12/08	Lipowiec	otwór	225,0–255,4	XI	Grabowska, 1971	A	
Wichrowiec	Wały	otwór	163,9–164,7; 166,8– 176,8; 201,9–212,8	VIII, IX, XI	Grabowska, 1971	A	
Kluczniczek	Dźwierzuty	otwór	132,00–164,15; 169,2–188,0	IX, XI	Ślodka, 2009	P	
Sąpląty	Dźwierzuty	otwór	175,9–219,9; 223,00– 227,85; 230,1–234,5	VIII, IX, XI	Ślodka, 2009	P	
Rogale	Kobuły	otwór	187,3; 189,3	XI	Grabowska, 1998b	A	
Jeleniewo	Kobuły	otwór	145,9–153,2	IX	Grabowska, 1998b	A	
Konradowo	Boguchwały	otwór	81,8; 86,4	XI	Ślodka, 2002b	A	
Wysoka Wieś	Lubawa	otwór	101,9–131,0; 153,50– 176,75; 287,4; 339,8; 357,0; 364,0–404,0	VIII, IX, XI	Ślodka, Gałązka, 2015	P	glacitektonika
Północne Mazowsze							
Sypniewo	Łomża	otwór	151,4–152,9	XIV	Ślodka, 2003b	A	
Dobrzanków	ok. Przasnysza	otwór	4,0–5,2	XI	Jakubowska, 1954*	A	*maszynopis
Rypin II	Rypin	otwór	20,0–33,0	IX	Stuchlik, 1964	P	
Cisse	Sierpc	otwór	67,5–88,0	IX	Ślodka, 1994b	A	
Drobin	Raciąż	otwór	17,75–22,65; 54,95–55,85	IX, XI	Ślodka, 1991	A	IX – il z fauną
Podlasie							
Brzeźnica	Brańsk	otwór	87,0–87,2	IX	Ślodka, 2002c	A	
Trzeianka	Kamieńczyk	otwór	151,1–154,1	IX	Ślodka, 1999	A	
Gródek K-3	Sokołów Podlaski	otwór	99,4	IX	Ślodka, 2001d	A	

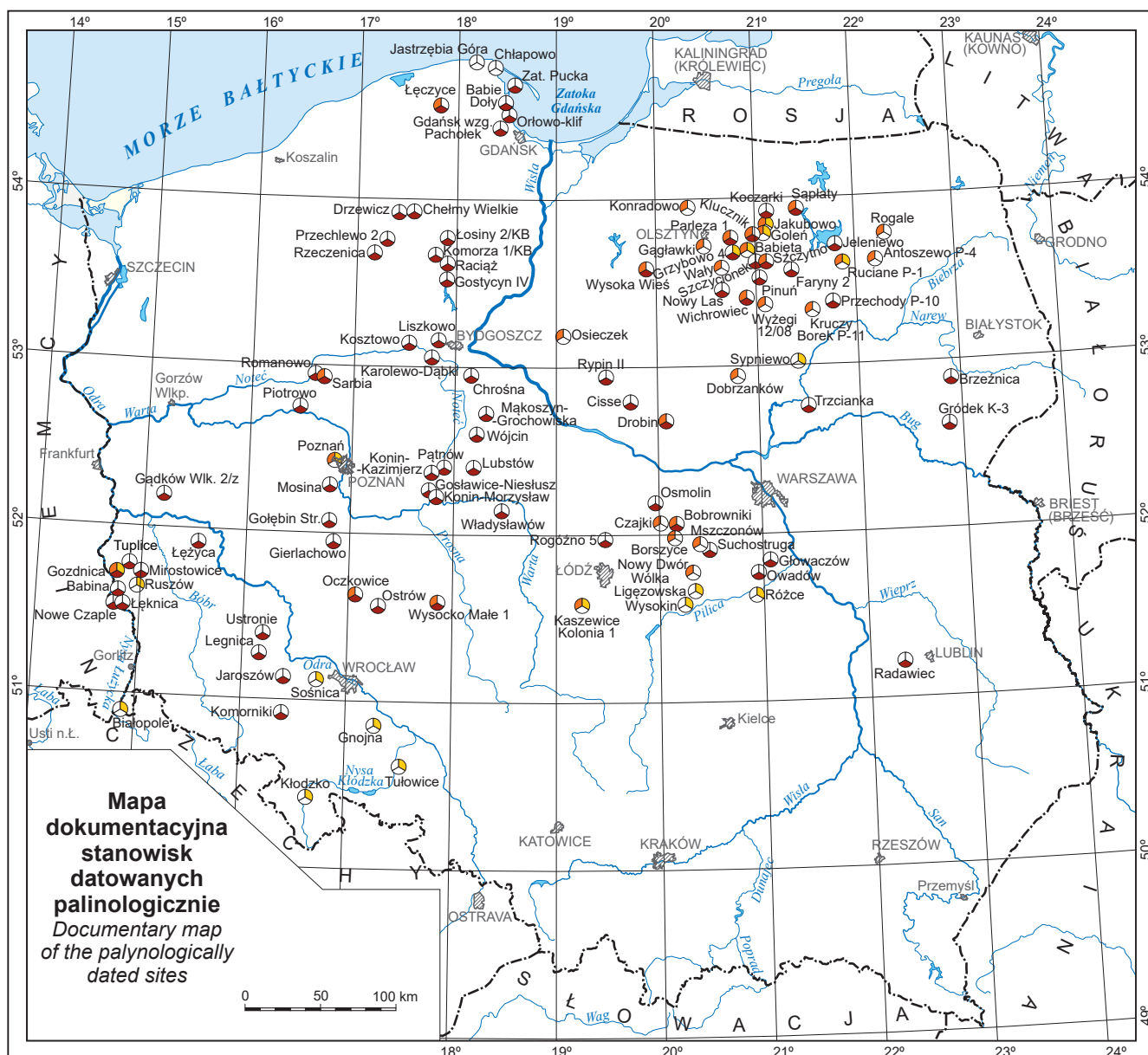


Fig. 2. Mapa dokumentacyjna stanowisk datowanych palinologicznie

Documentation map of the palynologically dated sites

mapie, wydzielając zasięg poszczególnych litofacji tej jednostki (fig. 3). W ten sam sposób przedstawiono na mapie zasięg redefiniowanej formacji poznańskiej (fig. 4). Na ma-

pie zasięgu formacji grójceckiej (gozdnickiej) przedstawiono jedyną litofację, panującą wówczas na obszarze całego Niżu Polskiego – litofację klastyczną (fig. 5).

AKTUALNY STAN WIEDZY O OSADACH PÓŹNEGO NEOGENU NA NIŻU POLSKIM

Utwory późnego neogenu na obszarze Niżu Polskiego są w przeważającej mierze osadami lądowymi, wykształconymi w facjach fluwialnych, limnicznych i telmatycznych.

W drugiej połowie dwudziestego stulecia w spągu najniższej części omawianego odcinka profilu neogenu na Niżu Polskim wyróżniono kompleks osadów drobnopiaszczystych,

które zostały nazwane **warstwami adamowskimi** lub **warstwami pawłowickimi** (synonim warstw adamowskich na obszarze Polski Zachodniej, być może nieco od nich starsze) (Ciuk, 1968, 1970; Piwocki, 2004). Z osadami formacji adamowskiej skorelowano później m.in. osady formacji zawidowskiej i formacji rybarzowickiej w niecce żyta-wskiej/bersdofsko-radomierzyckiej, stanowiącej basen sate-licki w stosunku do obszaru Niżu Polskiego (Karoń, 2000; Kasiński, 2000).

Powyżej formacji adamowskiej wydzielono **warstwy środkowopolskie** z I środkowopolską grupą pokładów węgla brunatnego w części przystropowej. Wyżej leżący charakterystyczny kompleks osadów ilasto-mułkowych, w znacznej części pstrych, które już w dziewiętnastym wieku określano jako „iły płomieniste” bądź „iły pstre” (później jako „iły poznańskie”) i zaliczano do pliocenu (Berendt, 1885, 1903; Jentzsch, 1876, 1897; Gürich, 1890; Krause, 1933). Na Śląsku Opolskim podobne utwory były uznawane za nieco starsze i zaliczane do górnego miocenu (Michael, 1905). „Iły poznańskie” na Niżu Polskim zostały zdefiniowane jako warstwy poznańskie dolne i warstwy poznańskie górne (Ciuk, 1968, 1970). Na niżowym obszarze Dolnego Śląska analogiczne utwory zostały wyróżnione jako **seria poznańska**, w części przyspągowej z pokładem węglowym „Henryk”, oraz zespołami iłów szarych i zielonych w części wyższej (Dyjor, 1968, 1970, 1992). Na Śląsku Opolskim utwory typu iłów poznańskich zaliczono do **serii kędzierzyńskiej** z kędzierzyńskim pokładem węgla brunatnego (Alexandrowicz, 1963, 1973, 1997; Alexandrowicz, Kleczkowski, 1974). W niecce warszawskiej z iłami poznańskimi (w całości lub górnej części) mogą być korelowane **warstwy jędrzejnickie, rycieckie i karczewskie**, zaliczane łącznie do „preglacjału” (Baraniecka, 1976, 1979).

Przeгляд poglądów na wiek i genezę kompleksu „iłów poznańskich” przedstawili Piwocki i in. (2004). Według wielu badaczy czas powstawania tego kompleksu przypada na środkowy i późny miocen – wczesny pliocen. W zaproponowanym przez Piwockiego i Ziemińską-Tworzydło (1995, 1997) schemacie litostratygraficznym Niżu Polskiego formację poznańską rozdzielało na trzy poziomy: ogniwo iłów szarych, w częściach przyspągowej i przystropowej z węglem brunatnym pokładów – I środkowopolskiego i IA oczkowskiego; ogniwo iłów zielonych z 0 (zerowym) orłowskim pokładem węgla brunatnego i ogniwo iłów

płomienistych. Dolną granicę formacji zdefiniowano w spągu I środkowopolskiego pokładu węgla.

Powyżej kompleksu iłów pstrych na obszarze przedgórze Sudetów wyróżniono serię białych żwirów i glin kaolinowych (Dyjor, 1964, 1966), zdefiniowaną później na szerszym obszarze Dolnego Śląska jako **seria Gozdnicy** (Dyjor, 1968, 1970; Dyjor, Sadowska, 1977). Jest to kompleks utworów klastycznych o wyraźnie grubszym ziarnie niż niżejleżąca formacja poznańska. Na przedpolu Sudetów, gdzie została ustanowiona, jest ona wykształcona w postaci żwirów i piasków gruboziarnistych przelawionych pokrywami zwietrzelinowych iłów kaolinowych. Powierzchnia spągowa kompleksu utworów serii Gozdnicy jest nierówna, miejscami są widoczne powierzchnie erozyjne. Strop utworów serii Gozdnicy stanowi ostra granica erozyjna w spągu osadów plejstoceniowych. Na obszarze Niżu Polskiego z osadami serii Gozdnicy mogą być korelowane kolejne osady, należące do preglacjału (młodsze od warstw karczewskich).

Na ograniczonym obszarze w rejonie Górnego Śląska i Śląska Opolskiego, wśród najmłodszych osadów górnego neogenu, wyróżniono ponadto pakiet utworów lądowych określony jako warstwy kędzierzyńskie (Alexandrowicz, 1970, 1973, 1997; Alexandrowicz, Kleczkowski, 1970, 1974), który leży przekraczając na najmłodszych utworach morskich w północnej części zapadliska przedkarpackiego. Wśród tych utworów występuje pokład węgla brunatnego, nazwany później pokładem kędzierzyńskim (Piwocki i in., 2004).

Obowiązujący dotychczas podział późnego neogenu dla całego obszaru Niżu Polskiego i jego południowego obrzeżenia zaproponowali Piwocki i Ziemińska-Tworzydło (1995, 1997), wyróżniając w omawianym odcinku profilu trzy jednostki litostratygraficzne drugiego rzędu: **formację adamowską, poznańską i gozdnicką**. Wszystkie te jednostki mają charakter nieformalny i od czasu ich przedstawienia podejmowano kilka prób zmian w ich obrębie, również nie prowadzących do formalizacji wydzielen. W roku 2001 Czerwonka i Krzyszkowski przedstawili pogląd, że utwory serii Gozdnicy występują na obszarze całego Dolnego Śląska, a nawet poza jego granicami, gdzie są one wykształcone we frakcji drobniejszej, zazwyczaj piaszczystej.

Dla celów kartograficznych Piwocki i in. (2004) proponowali obligatoryjne wyznaczenie granicy pomiędzy mioceniem a pliocenem na granicy formacji poznańskiej i formacji gozdnickiej. Autorzy niniejszej pracy podjęli próbę zdefiniowania na nowo tej granicy.

PODSTAWY PODZIAŁÓW LITOSTRATYGRAFICZNYCH

Podstawą przyjętych podziałów litostratygraficznych są z definicji cechy litologiczne, w zasadzie pozwalające na jednoznaczne określenie jednostki litostratygraficznej w odróżnieniu od jednostek sąsiadujących (Alexandrowicz i in., 1975; Racki i in., 2006). Jednak osady węglonośne (jakimi są m.in. osady neogenu) są w gruncie rzeczy dość podobne i składają się z naprzemianległych warstw węgla brunatnych

(lub mineralnych osadów węglistych), piasków i utworów drobnoklastyczno-ilastych, wielokrotnie zastępujących się w profilu w szeregu cykli sedimentacyjnych. Przy takim stopniu zmienności litologicznej „literalne” stosowanie tej zasady napotyka na wiele trudności, prowadząc do powstania licznych drobnych jednostek litostratygraficznych przy niewielkiej możliwości ich jednoznacznej korelacji

lateralnej. Poziomami litokorelacyjnymi w takiej asocjacji mogą być na większych obszarach jedynie pokłady węgla wraz z ich ekwiwalentami sedymentacyjnymi. Problem ten zwrócił już uwagę dawnych badaczy karbońskiej asocjacji węglonośnej, prowadząc do zastosowania dla jednostek nadrzędnych elementów cyklostratygrafii. Początkowo jednostki litostratygraficzne rozpoczynano i kończono na pokładach węgla (Elliot, 1976), odrębnie traktując pozostałe poziomy międzywęglowe. W obrębie cykli sedymentacyjnych wyróżniano jednostki litostratygraficzne wyższego rzędu. Taką zasadę podziału litostratygraficznego stosowano także powszechnie dla osadów paleogeńsko-neogeńskiej asocjacji węglonośnej na obszarze Niżu Polskiego, uznając pokłady węgla brunatnego za poziomy korelacyjne (Dyjor, 1964, 1985, 1994; Ciuk, 1968, 1970; Dyjor, Sadowska, 1977; Piwocki, 1975, 1992; Kasiński, 1984; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997; Widera, 2004; Słodkowska 2004a, 2009).

Autorzy niniejszej pracy pozostali przy wcześniej przyjętych zasadach, postanawiając jednak wprowadzić pewne modyfikacje związane z analizą litogenezy cykli sedymentacyjnych, które są z reguły cyklami prostymi o ziarnie malejącym ku górze. Początek sekwencji cyklicznej pozostawał w związku z wyraźnym wzrostem energii środowiska w wyniku działania mechanizmów allo- lub autocyklicznych, np. ruchów tektonicznych, obniżających powierzchnię depozycyjną, kompaktacji niżejleżących osadów lub wzrostu potencjału erozyjnego w obrzeżeniu basenu sedymentacyjnego (Kasiński, 1983, 1984, 1989). Zakładając taki model rozwoju każdej kolejnej sekwencji cyklicznej, od środowiska o najwyższej energii (materiał okrucowy o najgrubszej frakcji) poprzez środowiska o niższej energii (osady drobno- okrucowe i ilaste) po osady środowiska o najniższej energii (osady fitogeniczne) postawiono granicę każdej sekwencji cyklicznej w stropie pokładu węgla brunatnego lub jego ekwiwalentu sedymentacyjnego.

MODYFIKACJA PODZIAŁÓW LITOSTRATYGRAFICZNYCH I NOWO UTWORZONE JEDNOSTKI

FORMALIZACJA NOWO UTWORZONYCH JEDNOSTEK LITOSTRATYGRAFICZNYCH

W niniejszej pracy podstawą wyróżnienia nowych jednostek litostratygraficznych były przede wszystkim cechy litologiczne osadów, dostatecznie czytelne i pozwalające na rozróżnienie od siebie poszczególnych jednostek. Uzupełnienie stanowiły analizy litogenetyczne i obserwacje cykli sedymentacyjnych. Punkt wyjścia do modyfikacji istniejących i kreowania nowych jednostek litostratygraficznych późnego neogenu stanowiła kompleksowa analiza dużej ilości danych i obserwacja zmienności litologii w profilach otworów, odkrywkach i odsłonięciach naturalnych. Podstawą wydzielenia biostratygraficznych granic jednostek litologicznych były dane palinostratygraficzne oparte na bogatych i zróżnicowanych zespołach sporomorf.

Analizując profil górnego neogenu, począwszy od osadów najstarszych (fig. 1), dokonano modyfikacji w obrębie formacji adamowskiej. Została ona podzielona na dwa ogniwa, dolne – ogniwo piasków adamowskich i górne – ogniwo konińskie. W świetle danych cyklostratygraficznych wydaje się zasadne, żeby pokłady węgla brunatnego – I środkowopolski (na obszarze Dolnego Śląska będzie to odpowiednio pokład „Henryk”) i IA oczkowicki (na Śląsku Opolskim – pokład kędzierzyński) stanowiły zakończenie dwóch ostatnich dużych cykli węglotwórczych w zdefiniowanej na nowo formacji adamowskiej. Strop obydwu pokładów odpowiadałby zatem wydarzeniom klimaksowym w rozwoju torfotwórczych bagnisk. W wyższej części profilu neogenu nie rejestruje się już tak miękkich i rozległych pokładów węgla. Ta węglonośna część formacji adamowskiej została zdefiniowana jako **ogniwo konińskie**, biorące swoją nazwę od konińskich złóż węgla brunatnego tego wieku. Ogniwo

konińskie zostało podzielone na trzy jednostki niższego rzędu: w dolnej części – **konińska warstwa węgla brunatnego** (= I środkowopolski pokład węgla brunatnego), w środkowej – **warstwa ilów szarych z Kazimierza Biskupiego** z jego sedymentacyjnym odpowiednikiem **jędrzejnicką warstwą ilastą** i w górnej części – **oczkowicka warstwa węgla brunatnego** (= IA oczkowicki pokład węgla brunatnego) i jej ekwiwalent stratygraficzny – **pokład kędzierzyński**. Ze względu na brak wyraźnej granicy pomiędzy obszarem występowania I pokładu środkowopolskiego i pokładu „Henryk” (por. Dyjor, 1994) oraz pewną anachroniczność tego ostatniego terminu, dziś coraz rzadziej używanego (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995; Piwocki i in., 2004), zrezygnowano z uwzględnienia tego ostatniego terminu w proponowanym schemacie litostratygraficznym. W wielu regionach Niżu spąg formacji adamowskiej wyznacza stropowa powierzchnia IIA pokładu lubińskiego lub różnego wieku osady miocenu lub paleogenu. Uznawano dotychczas, że na obszarze Polski zachodniej formacja adamowska zaębia się lateralnie z formacją pawłowską, od której na pozostałym obszarze Niżu jest zapewne nieco młodsza (Piwocki i in., 2004). Powierzchnię stropową formacji adamowskiej wyznacza strop IA oczkowickiego pokładu węgla oraz strop warstwy ilów szarych z Kazimierza Biskupiego i – obocznie – ogniwa kędzierzyńskiego z kędzierzyńską warstwą węgla brunatnego. W obrębie IA pokładu oczkowickiego w wielu profilach obserwuje się obecność domieszek palinomorf starszego wieku – eoceńskich. Ze względu na częste występowanie, ten poziom redepozycji może stanowić horyzont korelacyjny w centralnej i północno-wschodniej części Niżu (Słodkowska, 2002d). Granicę tę wyznacza także powierzchnia spągowa „ilów poznańskich”; przejście do tej formacji ma jednak zwykle charakter ciągły. Zdaniem autorów

niniejszej pracy, do najwyższej części formacji adamowskiej należy zaliczyć także warstwy kędzierzyńskie jako ogniwo kędzierzyńskie. Strop tego ogniwa wyznaczałby górną granicę formacji adamowskiej na obszarze Górnego Śląska i Śląska Opolskiego. Współczesny zasięg lateralny ogniwa konińskiego przedstawiono na mapie (fig. 3).

Pionowy zasięg **formacji poznańskiej** o charakterze ilasto-mułkowym został zmodyfikowany: jej spąg wyznacza teraz zanik miąższych osadów fitogenicznych I i IA pokładów węgla brunatnego, kończących główne cykle węglotwórcze. Strop formacji poznańskiej stanowi zazwyczaj granica erozyjna w spągu formacji gozdnickiej. Cechą wyróżniającą formację poznańską od sąsiednich formacji jest jej wykształcenie w postaci ilów barwy zielonkawej, szarej, czerwonej, rudej, żółtej, które w wyższej części były nazywane „ilami pstrymi”. W tej części profilu wyróżniano pierwotnie dwa ogniwa (poziomy): ogniwo ilów zielonych i ogniwo ilów płomienistych (Ciuk, 1968, 1970; Dyjor, 1968, 1970; Dyjor, Sadowska, 1986). Później jednak stopniowo odchodzono od tego podziału ze względu na lateralne ząbienie się cech litologicznych (głównie barwy osadu), uznawanych wcześniej za diagnostyczne (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997), decydując się na ich połączenie w ogniwo wielkopolskie (Piwocki i in., 2004). Autorzy niniejszego zmodyfikowanego podziału zrezygnowali z wyróżnienia tych ogniw w obrębie formacji poznańskiej, wiążąc zmienne zabarwienie ilów tej formacji z procesami wietrzeniowymi (glebowymi?) w ciepłomiarkowanym wilgotnym klimacie (por. Choma-Motył, 1988, 1992; Klęsk i in., 2023). W środkowej części formacji poznańskiej na obszarze Polski północno-wschodniej występują mułki ze skupieniami węgla brunatnego, które zostały wcześniej wyróżnione jako 0 (zerowy) orłowski pokład węgla brunatnego (Ciuk, 1970; Morawski, 2004; Piwocki, 2004), który w niniejszym schemacie został zachowany w randze warstwy. Współczesny zasięg formacji poznańskiej przedstawiono na mapie (fig. 4).

Jako ekwiwalent formacji poznańskiej na satelickim obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węgla Brunatnego (niecka żytawska i niecka bersdorfsko-radomierzycka) przyjęto formację rybarzowicką (Kasiński, 2000). Zrezygnowano z wydzielania formacji zawidowskiej wyłącznie na obszarze niecki bersdorfsko-radomierzyckiej ze względu na wspólną historię geologiczną obu niecek Górnośląskiego Zagłębia Węgla Brunatnego.

Dolna granica **formacji grójeckiej** (dawniej **formacja gozdnicka**) ma charakter erozyjny. Podstawowym kryterium rozróżnienia od niżejległej formacji są cechy litologiczne: następuje tu zmiana frakcji osadów, a podstawowe znaczenie uzyskują osady grubookruchowe – piaski i żwiry. Są to utwory fluwialne, a ich frakcja maleje wraz ze wzrostem odległości od obszaru alimentacji. W południowo-zachodniej części basenu Niżu Polskiego, na Przedgórzu Sudeckim, gdzie sedymentacja utworów formacji gozdnickiej rozpoczęła się najwcześniej, dominują grube żwiry i piaski wykształcone w facji stożków napływowych i dalej – rozległego stożka piedmontowego (Dyjor, 1966). W centralnej części Niżu Polskiego są to raczej piaski grubo- i średnioziar-

niste. Formacja grójecka jest stosunkowo jednorodna i rozpatrywana na niewielkich obszarach nie wykazuje większej zmienności. Jako, że jest to osad rzeczny, zawiera szereg luk stratygraficznych, ale reżim sedymentacyjny pozostawał w zasadzie jednorodny. Współczesny zasięg formacji grójeckiej (= gozdnickiej) przedstawiono na mapie (fig. 5).

W centralnej części Niżu Polskiego utwory równoległe z formacją gozdnicką i o podobnej genezie były od dawna opisywane pod roboczą nazwą „preglacjału” (Samsnowicz i in., 1927) i uznawane za osady rzeczne (Lewiński, 1929; Kosmowska-Ceranowicz, 1966). Osady opisywane jako „preglacjału” obecnie uważa się również podrzędnie za osady stożków napływowych (Sarnacka, Kryszowska-Iwaszkiewicz, 1974; Makowska, 2015). Wiek osadów „preglacjału” na Niżu Polskim był początkowo określany dość dowolnie, bądź w całości jako neogen (Różycki, 1961, 1972; Kosmowska-Ceranowicz, 1987), po części neogen i czwartorzęd (Lindner, 1992), lub też w całości jako czwartorzęd (Różycki, 1961, 1967). Udowodniono jednak, że wiek „preglacjału” to młodszy neogen (poczynając od reuweru) i czwartorzęd (Stuchlik, 1975, 1987; Baraniecka, 1991; Winter, 2015), analogicznie jak wiek formacji gozdnickiej na typowym obszarze jej występowania (por. Czerwonka, Krzyszkowski, 2001).

SZCZEGÓŁOWY OPIS JEDNOSTEK LITOSTRATYGRAFICZNYCH

Szczegółowy opis poszczególnych jednostek litostratygraficznych opracowano, stosując zalecenia Kodeksu Nomenklatury Stratygraficznej (Racki i in., 2006). Dla nowo utworzonych jednostek podano: nazwę, typowy obszar występowania, pochodzenie nazwy, stratygrafię, synonimy i odpowiedniki litostratygraficzne, granicę górną i dolną, litologię, miąższość, jednostkę nadrzędną i jednostki podrzędne.

Formacja adamowska (*Adamów Formation*) – zrewidowana

Rozprzestrzenienie. Utwory formacji adamowskiej występują na obszarze znacznej części Niżu Polskiego, a jej zasięg pokrywa się praktycznie z zasięgiem obu jednostek podrzędnych – ogniwa piasków adamowskich i ogniwa konińskiego (fig. 1). Granice poziome obszaru występowania mają w przeważającej części genezę erozyjną.

Obszar typowy. Odkrywka węgla brunatnego „Adamów” w rejonie Turka.

Nazwa. Zostaje zachowana nazwa używana obecnie, pochodząca od kopalni węgla brunatnego „Adamów” w Polsce centralnej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997).

Stratygrafia. Zasięg stratygraficzny formacji adamowskiej rozszerzono ku górze, włączając do niej I środkowopolski pokład węgla brunatnego i leżące powyżej ogniwo

iłów szarych z IA oczkowickim pokładem węgla (jednostki nieformalne zaliczane dotychczas do formacji poznańskiej). W nowym ujęciu formacja ta obejmuje utwory miocenu środkowego (lang–serrawal, a w podziale stratygraficznym basenu Morza Północnego niemal dokładnie reinbeck, fig. 1), obejmując neogeńskie poziomy pyłkowe VI–IX (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997). Dolna część formacji (VI poziom pyłkowy *Tricolporopollenites megaexactus*) może stanowić lokalnie ekwiwalent stratygraficzny formacji pawłowickiej *sensu* Ciuk (1967, 1970).

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Formacja pawłowicka, formacja naramowicka, formacja koźmińska (*sensu* Widera), formacja rybarzowicka.

Granica dolna. W spągu formacji adamowskiej występują utwory **formacji pawłowickiej** w zachodniej i środkowej części Niżu, niekiedy też występuje pomiędzy nimi niewielka niezgodność erozyjna. W części górnej osady formacji pawłowickiej mogą zazębiać się lateralnie z utworami części przyspągowej formacji adamowskiej, formacji ścinawskiej lub spoczywać niezgodnie na starszym podłożu osadów mioceńskich, a także utworów paleogeńskich lub mezozoicznych (Piwocki, 2004). Dolna granica przebiega w stropie niewielkiej miąższości pokładu węgla brunatnego, znanego jako IIA pokład lubiński, należącego do formacji pawłowickiej. Tam gdzie brak utworów formacji pawłowickiej dolna granica formacji przebiega w stropie II łużyckiego pokładu węgla brunatnego, stanowiącego ważny horyzont korelacyjny na Niżu Polskim (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997).

Granica górna. Granica górna utworów formacji adamowskiej w nowym ujęciu przebiega w stropie charakterystycznego kompleksu iłów szarych, leżącego powyżej I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego, i jest wyraźnie czytelna w profilu litologicznym. W części obszaru Niżu Polskiego w południowej Wielkopolsce w stropowej części kompleksu iłów szarych występuje IA oczkowicki pokład węgla brunatnego i tam górna granica formacji adamowskiej przebiega w stropie tego pokładu.

Litologia. Formacja adamowska jest zbudowana w dolnej części z kompleksu muskowitzowo-kwarcowych białych piasków bardzo drobno- i drobnoziarnistych. Wśród piasków występują cienkie przeławicenia mułków i – rzadziej – iłów (Czarnik, 1972; Osijuk, 1979). W wyższej części formacji występuje pokład węgla, znany jako I środkowopolski pokład węgla brunatnego (por. ogniwo konińskie).

Miąższość waha się w granicach 20,0–145,0 m, średnio wynosi ok. 46,2 m.

Jednostka nadrzędna – nie istnieje.

Jednostki podrzędne (od dołu):

– ogniwo piasków adamowskich;

– ogniwo konińskie.

Ogniwo piasków adamowskich (*Adamów Sand Member*) – nowo kreowane

Rozprzestrzenienie. Utwory ogniwa piasków adamowskich występują na obszarze znacznej części Niżu Polskiego

(fig. 1, 3), a jego zasięg pokrywa się praktycznie z zasięgiem całej formacji adamowskiej oraz ogniwa konińskiego. Granice poziome obszaru występowania mają w przeważającej części genezę erozyjną.

Obszar typowy. Odkrywka węgla brunatnego „Adamów” w rejonie Turka.

Nazwa pochodzi od kopalni węgla brunatnego „Adamów” w Polsce centralnej.

Stratygrafia. Zasięg stratygraficzny ogniwa piasków adamowskich jest tożsamy z dotychczasowym zasięgiem formacji adamowskiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997), obejmuje utwory dolnej części miocenu środkowego (lang, a w podziale stratygraficznym basenu Morza Północnego dolny reinbeck, fig. 1, 3) i odpowiada neogeńskiemu VII poziomowi pyłkowemu *Iteapollis angustiporatus* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997).

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Formacja adamowska i formacja pawłowicka *sensu* Ciuk, 1970 oraz formacja naramowicka i formacja koźmińska *sensu* Widera, 2007.

Granica dolna. Jest tożsama z granicą dolną formacji adamowskiej.

Granica górna. Przebiega w spągu I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego, stanowiącego kolejny ważny horyzont korelacyjny na Niżu Polskim (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997). Lokalnie można obserwować uwęglone korzenie roślin, wnikające z pokładu węgla w stropową część utworów piaszczystych ogniwa piasków adamowskich, które reprezentują poziom gleby kopalnej (fig. 1).

Litologia. Ogniwo piasków adamowskich tworzy jednorodny kompleks muskowitzowo-kwarcowych białych piasków bardzo drobno- i drobnoziarnistych, często mułkowatych. Wśród piasków występują cienkie przeławicenia mułków i – rzadziej – iłów (Czarnik, 1972; Osijuk, 1979), a lokalnie także domieszki pyłu węglowego.

Miąższość waha się w granicach 15,0–75,0 m, średnio wynosi ok. 20,0 m.

Jednostka nadrzędna – formacja adamowska.

Jednostki podrzędne – nie istnieją.

Formacja rybarzowicka (*Rybarzowice Formation*) – zrewidowana

Rozprzestrzenienie. Utwory formacji rybarzowickiej (Kasiński, 2000) występują na obszarze dwóch niewielkich basenów satelickich względem basenu Niżu Polskiego, niecki żytańskiej i niecki bersdorfsko-radomierzyckiej na przedpola Sudetów (fig. 1, 3). Na zachodzie obszar występowania tej jednostki jest ograniczony doliną Nysy Łużyckiej. Granice lateralne tej jednostki mają genezę tektoniczną, ponieważ stanowi ona część wypełnienia zapadliska. Autorzy zdecydowali się połączyć pod nazwą formacji rybarzowickiej dwie formacje (wcześniej wyróżniane jako odrębne): formacja rybarzowicka i formacja zawidowska (Kasiński, 2000) ze względu na wspólny obszar ich występowania – Górnołużyckie Zagłębie Węgla Brunatnego – i identyczną historię geologiczną.

Obszar typowy. Niecka żytańska na południowy wschód od Bogatyni (do granicy Państwa).

Nazwa pochodzi od nieistniejącej dziś wsi Rybarzowice, leżącej w typowym obszarze występowania na zachód od Bogatyni, gdzie osady tej formacji osiągają największą miąższość.

Stratygrafia. Zasięg stratygraficzny formacji rybarzowickiej to środkowy i górny reinbeck – VI poziom sporowopylkowy *Tricolporopollenites megaexactus* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997), a być może także reinbeck górny – poziom VII *Iteapollis angustiporatus* (Karoń, 2000).

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Formacja zawidowska, formacja adamowska.

Granica dolna. Strop formacji biedrzychowickiej, w centralnej części basenu w pobliżu zrębu Działoszyna, miejscami strop utworów magmowo-metamorficznych proterozoiku.

Granica górna. Stanowi ją znaczna luka erozyjna i hiatus w spągu ogniwa białych żwirów z Gozdnicy w formacji grójeckiej (fig. 1).

Litologia. Heterolit ilów mułkowatych, piasków ze żwirem i węgla brunatnego. Utwory piaszczysto-żwirowe występują w formie soczew. Częste napławione uwęglone karpy drzew.

Miąższość jest zróżnicowana i wzrasta z północy na południe, średnio wynosi 35,0–50,0 m. Na obszarze stratotypowym osiąga maksymalnie 225,0 m.

Jednostka nadrzędna – nie istnieje.

Jednostka podrzędna – nie istnieje.

Ogniwo konińskie (*Konin Member*)

– nowo kreowane

Rozprzestrzenienie. Utwory ogniwa konińskiego występują na obszarze znacznej części Niżu Polskiego, na południowym zachodzie, sięgając przedgórza Sudetów (fig. 1, 3), a jego zasięg pokrywa się praktycznie z zasięgiem niższej części ogniwa piasków adamowskich. Granice poziome obszaru występowania mają w przeważającej części genezę erozyjną.

Obszar typowy. Odkrywki kopalni węgla brunatnego „Konin” na północ od miasta Konina.

Nazwa pochodzi od kopalni węgla brunatnego „Konin” i miasta Konin we wschodniej Wielkopolsce.

Stratygrafia. Zasięg stratygraficzny ogniwa konińskiego odpowiada wyższej części miocenu środkowego (górny lang i serrawal, a w podziale stratygraficznym basenu Morza Północnego górny reinbeck i dolny langensfeld, fig. 1), obejmując neogeńskie poziomy pyłkowe VIII i IX (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997).

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Ogniwo konińskie odpowiada trzem jednostkom: I środkowopolski pokład węgla brunatnego, ogniwo ilów szarych, IA oczkowicki pokład węgla brunatnego.

Granica dolna. Spąg I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego, stanowiący ważny horyzont korelacyjny na Niżu Polskim (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997).

Granica górna. Pokrywa się z górną granicą formacji adamowskiej.

Litologia. Ogniwo konińskie w dolnej części jest zbudowane z utworów węglowych, tworzących pokład (rzadziej wiązkę pokładów) znany jako I środkowopolski pokład węgla brunatnego i definiowany także jako pokład koniński (Sadowska, Giża, 1991). Pokład ten budują węgle atrytowo-ksylitowe ze znacznym udziałem ksyliitowych i ksyliitowo-atrytowych (Kasiński i in., 2010). Ponad pokładem węgla występuje charakterystyczny pakiet ilów szarych, często węglistych, w których części stropowej występuje niewielkiej miąższości IA oczkowicki pokład węgla brunatnego (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997).

Miąższość waha się w granicach 5,0–70,0 m, średnio wynosi 26,2 m.

Jednostka nadrzędna – formacja adamowska.

Jednostki podrzędne:

- konińska warstwa węgla brunatnego;
- warstwa ilów szarych z Kazimierza Biskupiego;
- jędrzejnicka warstwa ilasta;
- oczkowicka warstwa węgla brunatnego;
- kędzierzyńska warstwa węgla brunatnego.

Konińska warstwa węgla brunatnego (*Konin Lignite Bed*) – nowo kreowana

Rozprzestrzenienie. Konińska warstwa węgla brunatnego występuje na obszarze znacznej części Niżu Polskiego (fig. 1, 3); jest praktycznie tożsama z I środkowopolskim pokładem (wiązką pokładów) węgla brunatnego. Granice poziome obszaru występowania warstwy mają w przeważającej części genezę erozyjną.

Obszar typowy. Odkrywki kopalni węgla brunatnego „Konin” na północ od miasta Konina.

Nazwa pochodzi od kopalni węgla brunatnego „Konin” i miasta Konin we wschodniej Wielkopolsce.

Stratygrafia. Konińska warstwa węgla brunatnego reprezentuje miocen środkowy (najwyższy lang i najniższy serrawal, a w podziale stratygraficznym basenu Morza Północnego środkowy reinbeck, fig. 1), obejmując neogeński poziom pyłkowy VIII *Celtipollenites verus* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997). Konińska warstwa węgla brunatnego została zdefiniowana także przez Sadowską i Giżę (1991) jako pokład koniński.

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. I środkowopolski pokład węgla brunatnego, pokład koniński, pokład „Henryk” na Dolnym Śląsku (Sadowska, 1977).

Granica dolna. Pokrywa się ze spągiem I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego, który stanowi ważny horyzont korelacyjny na Niżu Polskim (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997) i jednocześnie ze spągiem ogniwa konińskiego.

Granica górna. Strop I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego, stanowiący ważny horyzont korelacyjny na Niżu Polskim (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997).

Litologia. Konińska warstwa węgla brunatnego jest zbudowana z utworów węglowych tworzących pokład (rzadziej

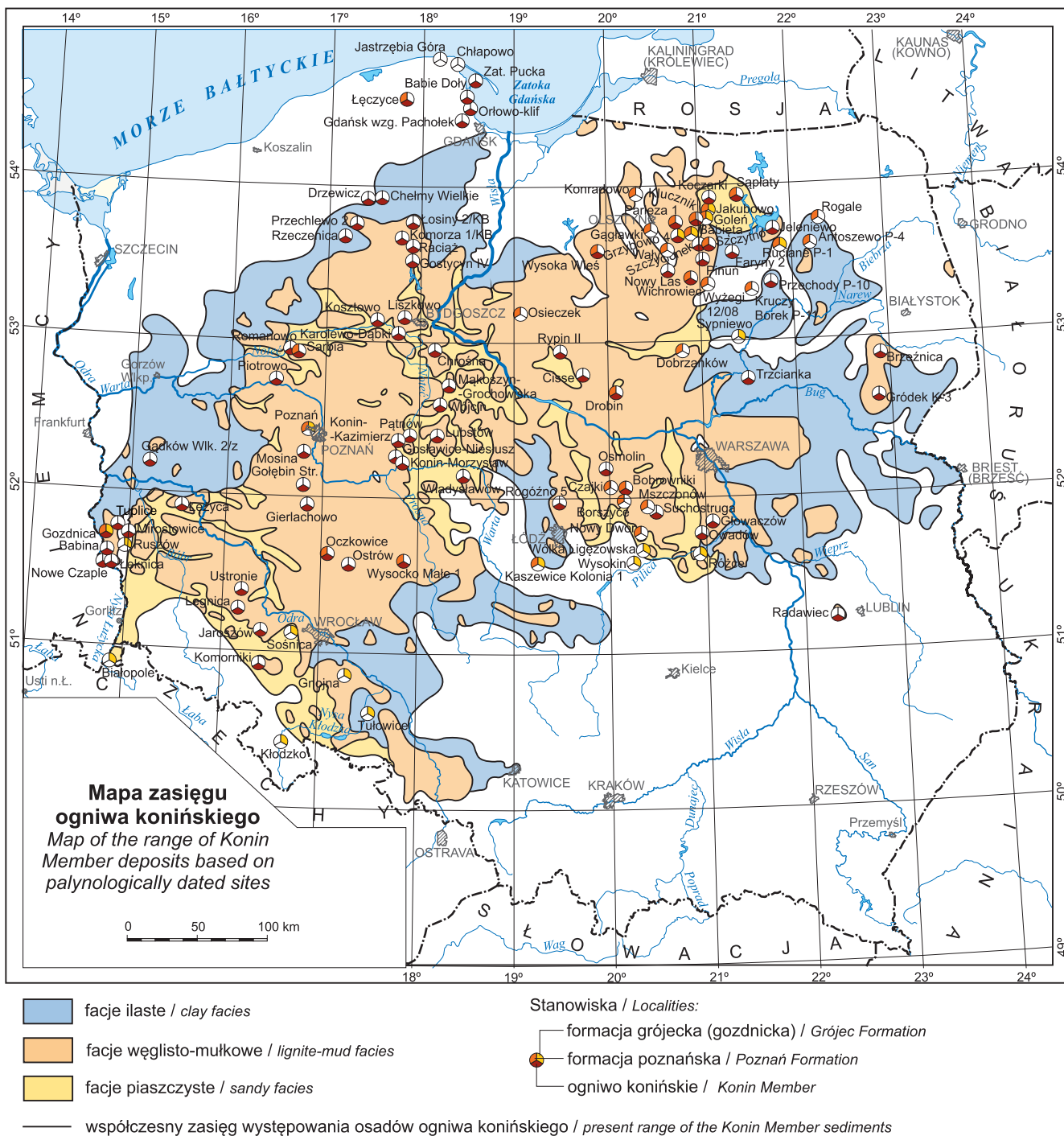


Fig. 3. Mapa zasięgu osadów ogniwa konińskiego na podstawie stanowisk datowanych palinologicznie

Map of the range of the Konin Member deposits based on palynologically dated sites

wiązkę pokładów) znany jako I środkowopolski pokład węgla brunatnego (Widera, 2012, 2016, 2020). Pokład ten budują węgle atrytowo-ksylitowe ze znacznym udziałem ksylitowych i ksylitowo-atrytowych (Kasiński i in., 2010).

Miażdżość waha się w granicach 3,0–20,0 m, średnio wynosi 6,2 m.

Jednostka nadrzędna – ogniwo konińskie.

Jednostki podrzędne – nie istnieją.

Warstwa ilów szarych z Kazimierza Biskupiego (Kazimierz Biskupi Grey Clay Bed) – zrewidowana

Rozprzestrzenienie. Warstwa ilów szarych z Kazimierza Biskupiego występuje na obszarze przeważającej części Niżu Polskiego, choć obszar jej występowania jest mniejszy we wschodniej części basenu sedymentacyjnego niż niżejległej konińskiej warstwy węgla brunatnego.

Obszar typowy. Odkrywki kopalni węgla brunatnego „Konin” na północ od miasta Konina, a w szczególności odkrywka „Kazimierz Północ”.

Nazwa pochodzi od typowych profili z rejonu miejscowości Kazimierz Biskupi na północ od Konina.

Stratygrafia. Warstwa ilów szarych z Kazimierza Biskupiego reprezentuje miocen środkowy (dolny serrawal, a w podziale stratygraficznym basenu Morza Północnego górny reinbeck, fig. 1), obejmując dolną część neogeńskiego poziomu pyłkowego IX *Tricolporopollenites pseudocingulum* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997). Wśród ilów występuje poziom węgla dysodylowych z charakterystyczną florą liściową *Byttneriophyllum tiliaefolium* (Worobiec, Kasiński, 2005), szczególnie miąższy w zachodniej części basenu sedymentacyjnego i stanowiący ważny poziom korelacyjny na Niżu Polskim (Göppert, 1855; Raniecka-Bobrowska, 1954, 1959, 1970; Stachurska i in., 1973; Krajewska, 2001).

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Poziom ilów szarych, ogniwo ilów szarych, jędrzejnicka warstwa ilasta.

Granica dolna. Spąg warstwy ilów szarych z Kazimierza Biskupiego występuje w stropie konińskiej warstwy węgla brunatnego (I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego), stanowiącej ważny horyzont korelacyjny na Niżu Polskim (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997).

Granica górna. Spąg IA oczkowickiej warstwy węgla brunatnego, stanowiącej lokalny horyzont korelacyjny na Niżu Polskim (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997). W obszarze, gdzie oczkowicka warstwa węgla brunatnego nie występuje, górna granica ogniwa znajduje się w spągu mułkowo-ilastych utworów formacji poznańskiej.

Litologia. Pakiet szarych ilów kaolinowo-illitowych, często węglistych, miejscami zmineralizowanych kryptokrystalicznym pirytem. Iły te są miejscami laminowane horyzontalnie oraz zawierają konkretacje węglanu wapnia. W ilach występują dobrze zachowane szczątki liści, tworzących lokalnie warstewki węgla dysodylowego (Worobiec i in., 2008). W wyższej części profilu stwierdzono także spikule gąbek, szczątki mszywoiłów, otwornice i drobne agregaty glaukonitu, choć nie jest wykluczone, że znajdują się one na złożu wtórnym (Piwocki, 1975).

Miąższość waha się w granicach 2,0–50,0 m, średnio wynosi 20,0 m.

Jednostka nadrzędna – ogniwo konińskie.

Jednostki podrzędne – nie istnieją.

Jędrzejnicka warstwa ilasta (*Jędrzejnik Clayey Bed*) – zrewidowana

Rozprzestrzenienie. Jędrzejnicka warstwa ilasta została zdefiniowana na obszarze niecki warszawskiej (Baraniecka, 1976). Jest równoległa z warstwą ilów szarych z Kazimierza Biskupiego.

Obszar typowy. Obszar niecki warszawskiej.

Nazwa pochodzi od wsi Jędrzejnik w okolicach miejscowości Dębe Wielkie na Mazowszu, gdzie znajduje się profil typowy.

Stratygrafia. Jędrzejnicka warstwa ilasta reprezentuje miocen środkowy (dolny serrawal, a w podziale stratygraficznym basenu Morza Północnego górny reinbeck, fig. 1), obejmując dolną część neogeńskiego poziomu pyłkowego IX *Tricolporopollenites pseudocingulum* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997).

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Ogniwo ilów szarych, warstwa ilów szarych z Kazimierza Biskupiego, warstwy jędrzejnickie.

Granica dolna. Strop konińskiej warstwy węgla brunatnego (I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego), stanowiący ważny horyzont korelacyjny na Niżu Polskim (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997).

Granica górna. Spąg IA oczkowickiej warstwy węgla brunatnego, stanowiący lokalny horyzont korelacyjny na Niżu Polskim (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997). W obszarze, gdzie oczkowicka warstwa węgla brunatnego nie występuje, górna granica ogniwa znajduje się w spągu mułkowo-ilastych utworów formacji poznańskiej.

Litologia. Piaski drobno- i średnioziarniste, przechodzące ku górze w mułki i iły barwy szarej. W mułkach i ilach sporadycznie występują skorupki ślimaków słodkowodnych (Prószyński, 1933; Baraniecka, 1995).

Miąższość na obszarze typowym wynosi 17,0 m (Baraniecka, 1976).

Jednostka nadrzędna – ogniwo konińskie.

Jednostki podrzędne – nie istnieją.

Oczkowicka warstwa węgla brunatnego (*Oczkowice Lignite Bed*)

Rozprzestrzenienie. Oczkowicka warstwa węgla brunatnego występuje w formie niewielkich płatów na obszarze znacznej części Niżu Polskiego, choć obszar jej występowania jest mniejszy niż niżejległej konińskiej warstwy węgla brunatnego.

Obszar typowy. Południowo-wschodnia część złoża węgla brunatnego Oczkowice w południowej Wielkopolsce.

Nazwa pochodzi od typowego obszaru występowania na złożu Oczkowice na północ od Miejskiej Górki w południowej Wielkopolsce.

Stratygrafia. Oczkowicka warstwa węgla brunatnego reprezentuje miocen środkowy (środkowy serrawal, a w podziale stratygraficznym basenu Morza Północnego najwyższy reinbeck, fig. 1), obejmując górną część neogeńskiego poziomu pyłkowego IX *Tricolporopollenites pseudocingulum* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997). Oczkowicka warstwa węgla brunatnego jest pod względem stratygraficznym ekwiwalentem kędzierzyńskiej warstwy węgla brunatnego.

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. IA oczkowicki pokład węgla brunatnego, warstwy poznańskie dolne, pokład kędzierzyński, kędzierzyńska warstwa węgla brunatnego.

Granica dolna. Spąg węgla brunatnego IA oczkowickiego pokładu węgla brunatnego (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997).

Granica górna. Strop węgla brunatnego IA oczkowickiego pokładu węgla brunatnego (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997), a poza obszarem jego występowania spąg mułkowo-ilastych utworów formacji poznańskiej.

Litologia. Węgiel atrytowy i ksyliłowo-atrytowy.

Miaższość sięga 13,2 m, średnio 3,7 m.

Jednostka nadrzędna – ogniwo konińskie.

Jednostki podrzędne – nie istnieją.

Ogniwo kędzierzyńskie (*Kędzierzyn Member*)

– nowo kreowane

Rozprzestrzenienie. Ogniwo kędzierzyńskie występuje w postaci zwartej płyty utworów lądowych miocenu na Śląsku Opolskim pomiędzy Paczkowem a Gliwicami.

Obszar typowy. Pomiędzy Paczkowem, Głogówkiem a Gliwicami na Śląsku Opolskim.

Nazwa pochodzi od miasta Kędzierzyn-Koźle, leżącego w typowym obszarze występowania.

Stratygrafia. Ogniwo kędzierzyńskie reprezentuje miocen środkowy (górną serrał, a w podziale stratygraficznym basenu Morza Północnego najwyższy reinbeck, co odpowiada sarmatowi w stratygraficznym podziale Paratetydy, fig. 1). Ogniwo to obejmuje wyższą część neogeńskiego IX poziomu pyłkowego *Tricolporopollenites pseudocingulum* i niższą część poziomu X *Nyssapollenites* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997).

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Warstwy kędzierzyńskie, formacja ze Starych Gliwic (w dolnej części).

Granica dolna. Strop morskich osadów węglanowych formacji grabowieckiej Paratetydy, spąg osadów organicznych formacji ze Starych Gliwic (przełom badenu i sarmatu, fig. 1).

Granica górna. W części przystropowej osady z zespołem flory z Korfantowa (Alexandrowicz, 1970; Aleksandrowicz, Kleczkowski, 1970), powyżej spągu mułkowo-ilastych utworów formacji poznańskiej.

Litologia. Iły, mułki i piaski z fauną kręgowców i mięczaków oraz nielicznymi uwęglonymi szczątkami roślin (Kleczkowski, 1966), w części przyspągowej z pokładem węgla brunatnego tkwiącym w pakiecie ilów szarych.

Miaższość jest zmienna i w rejonie Głogówka sięga 184,0 m (Biernat, 1964).

Jednostka nadrzędna – formacja adamowska, w części górnej formacja poznańska.

Jednostki podrzędne – kędzierzyńska warstwa węgla brunatnego.

Kędzierzyńska warstwa węgla brunatnego (*Kędzierzyn Lignite Bed*) – nowo kreowana

Rozprzestrzenienie. Kędzierzyńska warstwa węgla brunatnego występuje w postaci zwartej płyty utworów węglowych w rejonie Kędzierzyna i Paczkowa na Śląsku Opolskim.

Obszar typowy. Rejon Kędzierzyna i Paczkowa na Śląsku Opolskim.

Nazwa pochodzi od miasta Kędzierzyn-Koźle, leżącego w typowym obszarze występowania.

Stratygrafia. Kędzierzyńska warstwa węgla brunatnego reprezentuje miocen środkowy (środkowy serrał, a w podziale stratygraficznym basenu Morza Północnego najwyższy reinbeck, co odpowiada sarmatowi w stratygraficznym podziale Paratetydy, fig. 1). Jednostka ta obejmuje fragment wyższej części neogeńskiego IX poziomu pyłkowego *Tricolporopollenites pseudocingulum* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997). Kędzierzyńska warstwa węgla brunatnego jest pod względem stratygraficznym ekwiwalentem oczkowickiej warstwy węgla brunatnego.

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Pokład kędzierzyński (Dybor, Sadowska, 1977), IA oczkowicki pokład węgla brunatnego, oczkowicka warstwa węgla brunatnego, ogniwo ilów szarych, warstwy poznańskie dolne.

Granica dolna. Strop osadów organicznych formacji ze Starych Gliwic (przełom badenu i sarmatu), spąg kędzierzyńskiego pokładu węgla brunatnego.

Granica górna. Strop kędzierzyńskiego pokładu węgla brunatnego.

Litologia. Węgiel brunatny atrytowy i ksyliłowo-atrytowy.

Miaższość waha się w granicach 2,0–5,0 m.

Jednostka nadrzędna – ogniwo kędzierzyńskie.

Jednostki podrzędne – nie istnieją.

Formacja poznańska (*Poznań Formation*) – zrewidowana

Rozprzestrzenienie. Utwory formacji poznańskiej występują na znacznym obszarze centralnej części Niżu Polskiego, na Dolnym Śląsku, sięgając przedgórze Sudetów. Na wschodzie obszar występowania tej jednostki sięga środkowego Bugu, wkraczając w granice Białorusi (fig. 4). Granice lateralne obszaru występowania mają w przeważającej części genezę erozyjną.

Obszar typowy. Wielkopolska zachodnia, okolice Poznania.

Nazwa pochodzi od miasta Poznań, leżącego w typowym obszarze występowania.

Stratygrafia. Zasięg stratygraficzny formacji poznańskiej uszczuplono w części przyspągowej, a rozszerzono ku górze, wyłączając z niej ogniwo konińskie: konińską warstwę węgla brunatnego (I środkowopolski pokład węgla brunatnego), warstwę ilów szarych z Kazimierza Biskupiego (ogniwo ilów szarych) i oczkowicką warstwę węgla brunatnego (IA oczkowicki pokład węgla). W nowym ujęciu formacja ta obejmuje tzw. ogniwo wielkopolskie: utwory miocenu górnego (torton – dolny messyn, a w podziale stratygraficznym basenu Morza Północnego langensfeld – suster, fig. 1), obejmując neogeńskie poziomy pyłkowe X–XII (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997; Menke, 1975; Troć, Sadowska, 2006).

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Seria poznańska, seria iłów poznańskich, warstwa poznańska dolna, warstwa poznańska górna, ogniwo wielkopolskie.

Granica dolna. Strop IA oczkowickiego pokładu węgla brunatnego, a poza obszarem jego występowania – w stropie warstwy iłów szarych z Kazimierza Biskupiego i – obocznie – ogniwa kędzierzyńskiego z kędzierzyńską warstwą węgla

brunatnego. W przyspągowej części profilu formacji występują iły zielone, zaliczane do serii „iłów poznańskich”.

Granica górna. W nowym ujęciu przebiega w stropie osadów ilasto-mułkowych, zwanych potocznie „iłami poznańskimi”, a poniżej serii utworów klastycznych o grubszej frakcji, zaliczanej dotychczas do formacji gozdnickiej. W wielu miejscach ponad utworami formacji poznańskiej

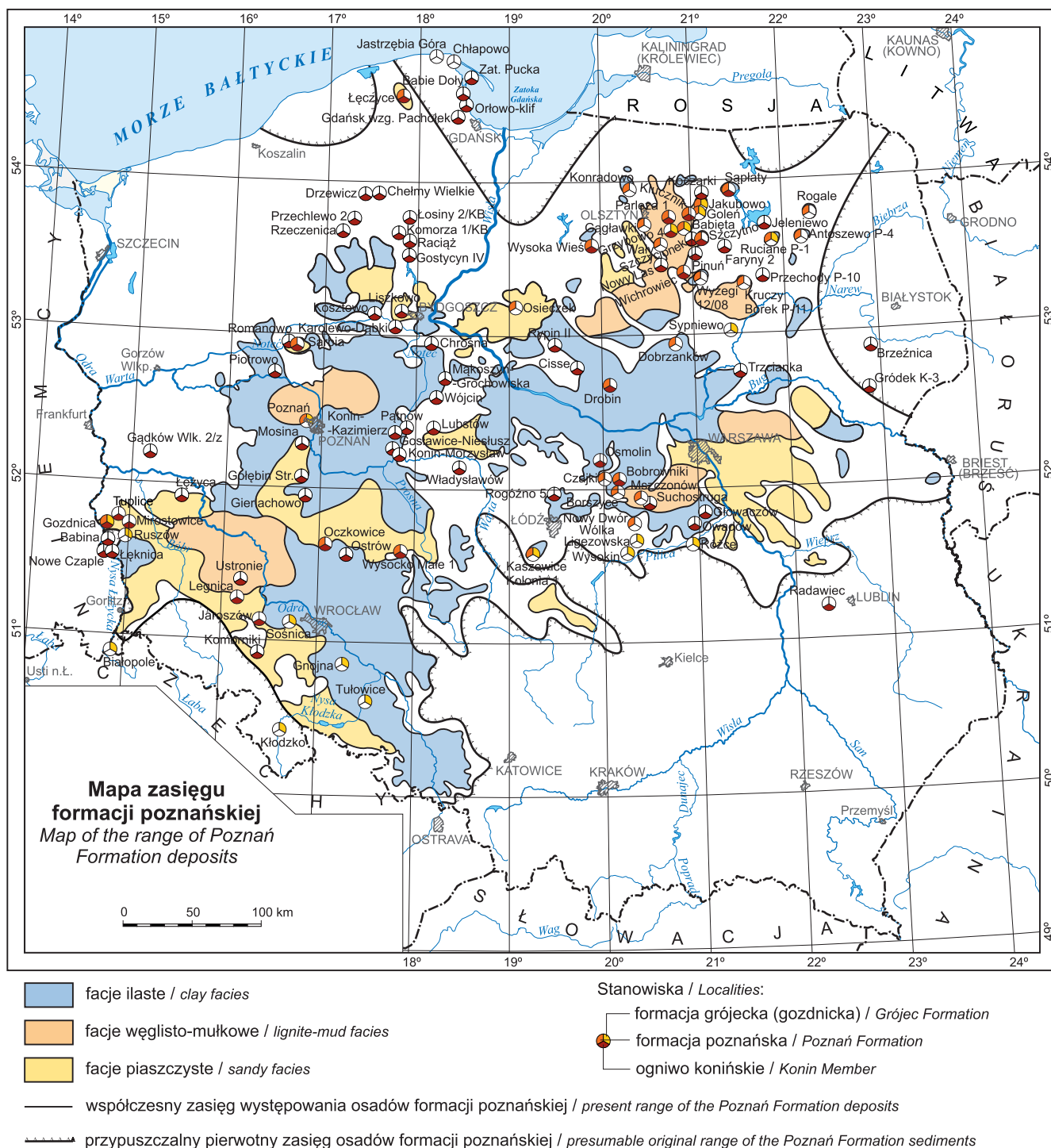


Fig. 4. Mapa zasięgu osadów formacji poznańskiej na podstawie stanowisk datowanych palinologicznie

Map of the range of the Poznań Formation deposits based on palynologically dated sites

zalegają bezpośrednio utwory czwartorzędowe. Granica ta ma przeważnie charakter erozyjny.

Litologia. Formacja poznańska jest zbudowana w dolnej części z jednorodnego kompleksu ilów i mułków barwy zielonkawej, szarej, czerwonej, rudej, żółtej, które w wyższej części były nazywane „iłami pstryimi” (Czapowski, Kasiński, 2002). Są to utwory o genezie lądowej, jednak w dolnej części formacji zaznaczają się sporadyczne wpływy morskie (Kasiński i in., 2002; Słodkowska, Paruch-Kulczycka, 2008). Zmienne zabarwienie ilów formacji poznańskiej jest zapewne związane z procesami wietrzeniowymi (Szyszło, 1967; Klęsk i in., 2023). Podrzędnie występują także utwory ilasto-piaszczyste i ilasto-węgliste. W środkowej części formacji na obszarze Polski północno-wschodniej występują mułki ze skupieniami węgla brunatnego, które zostały wyróżnione jako orłowska warstwa węgla brunatnego.

Miąższość jest zróżnicowana i waha się od 20,0 do 180,0 m. Na skutek mechanicznej działalności lądolodów plejstocenijskich część osadów serii poznańskiej została zaburzona glacictektonicznie, co w efekcie pozornie zwiększa jej miąższość nawet wielokrotnie (Słodkowska, Gałązka, 2015).

Jednostka nadrzędna – nie istnieje.

Jednostka podrzędne:

- ogniwo rycickie;
- orłowska warstwa węgla brunatnego;
- ogniwo karczewskie.

Ogniwo rycickie (*Rycice Member*) – zrewidowane

Rozprzestrzenienie. Ogniwo rycickie zostało zdefiniowane na obszarze niecki warszawskiej, ale ma znacznie większy zasięg, obejmujący centralną część Niżu Polskiego i przedgórze Sudetów.

Obszar typowy. Niecka warszawska (Baraniecka, 1976).

Nazwa pochodzi od wsi Rycice na północnym Mazowszu.

Stratygrafia. Ogniwo rycickie reprezentuje miocen górny (torton, a w podziale stratygraficznym basenu Morza Północnego langenfeld i gram, fig. 1), obejmując w Polsce południowo-zachodniej neogeński poziom pyłkowy X *Nyssapollenites* (Stachurska i in., 1971), a na pozostałym obszarze Niżu poziom pyłkowy XI *Betulaepollenites-Cyperaceaeapollis* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1997).

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Ogniwo ilów zielonych, warstwy poznańskie dolne, warstwy rycickie.

Granica dolna. Jest tożsama ze stropem formacji adamowskiej.

Granica górna. Przebiega w stropie węgla brunatnego 0 (zerowego) orłowskiego pokładu węgla brunatnego lub ekwiwalentnych utworów węglistych.

Litologia. Iły o barwie zielonej, miejscami laminowane piaskiem.

Miąższość dochodzi do 41,0 m na obszarze typowym (Baraniecka, 1976; Morawski, 2004).

Jednostka nadrzędna – formacja poznańska.

Jednostki podrzędne – nie istnieją.

Orłowska warstwa węgla brunatnego (*Orłowo Lignite Bed*)

Rozprzestrzenienie. Orłowska warstwa węgla brunatnego występuje w postaci zwartego płata mułków węglistych i węgla brunatnego w rejonie Orłowa na Warmii.

Obszar typowy. Rejon Orłowa na Warmii na zachód od Olsztyna.

Nazwa pochodzi od miejscowości Orłowo, leżącej w typowym obszarze występowania.

Stratygrafia. Orłowska warstwa węgla brunatnego reprezentuje wyższą część górnego miocenu (górną torton-dolny messyn, a w podziale stratygraficznym basenu Morza Północnego suster, fig. 1), obejmując neogeński poziom pyłkowy XI *Betulaepollenites-Cyperaceaeapollis* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997; Słodkowska, 2007b).

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. „0” (zerowy) pokład węgla brunatnego, pokład orłowski „0”.

Granica dolna. Spąg węgla brunatnego „0” (zerowego) orłowskiego pokładu węgla brunatnego lub ekwiwalentnych utworów węglistych.

Granica górna. Strop węgla brunatnego „0” (zerowego) orłowskiego pokładu węgla brunatnego lub ekwiwalentnych utworów węglistych.

Litologia. Soczewy i cienkie pokłady węglowe lateralnie przechodzące w iły lub mułki węgliste (Piwocki i in., 2004).

Miąższość na obszarze typowym wynosi ok. 1,0 m, sporadycznie dochodzi do 2,0 m.

Jednostka nadrzędna – formacja poznańska.

Jednostki podrzędne – nie istnieją.

Ogniwo karczewskie (*Karczew Member*) – zrewidowane

Rozprzestrzenienie. Osady zaliczone do ogniwa karczewskiego (dawniej iły płomieniste formacji poznańskiej) występują na znacznym obszarze centralnej części Niżu Polskiego, na Śląsku, sięgając przedgórze Sudetów, są rozprzestrzenione także na obszarze Polski północno-wschodniej.

Obszar typowy. Rejon niecki warszawskiej (Baraniecka, 1976).

Nazwa pochodzi od miejscowości Karczew na Mazowszu.

Stratygrafia. Ogniwo karczewskie reprezentuje najwyższą część miocenu górnego (messyn, a w podziale stratygraficznym basenu Morza Północnego najwyższy susterian i być może najniższą część pliocenu zankl, fig. 1), obejmując neogeński poziom pyłkowy XI *Betulaepollenites-Cyperaceaeapollis* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997; Słodkowska, 2007b). Na obszarze Polski południowo zachodniej odpowiada poziomowi XII *Carpinipites-Juglandaceae* (Stachurska i in., 1971).

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Ogniwo ilów płomienistych, iły pstre, ogniwo ilów pstrych, iły poznańskie pstre, warstwy poznańskie górne, warstwy karczewskie.

Granica dolna. Przebiega w stropie ogniwa rycickiego lub lokalnie w stropie orłowskiej warstwy węgla brunatnego.

Granica górna. Ma charakter erozyjny i przebiega w spągu formacji grójeckiej.

Litologia. Ogniwo karczewskie to ility o mozaikowo zmieniających się barwach żółtych, rdzawych, czerwonych, szarych, zielonkawych, brunatnych. W ich obrębie występują konglomeracje sydereytowe i pokorzeniowe, gipsy, strącenia CaCO_3 , poziomy glebowe.

Miąższość na obszarze typowym wynosi 42,0 m (Baraniecka, 1976).

Jednostka nadrzędna – formacja poznańska.

Jednostki podrzędne – nie istnieją.

Formacja grójecka (*Grójec Formation*) – zrewidowana

Rozprzestrzenienie. Utwory formacji grójeckiej występują w dwóch zwartych obszarach, na przedgórzu Sudetów (Dyjur, 1966, 1994; Przybylski i in., 1998) i w dorzeczu środkowej Wisły na południowym Mazowszu (Makowska, 2015) oraz w postaci izolowanych płatów w południowej Wielkopolsce, na Pomorzu Gdańskim (Kramarska i in., 2015) i na obszarze Warmii i Mazur (fig. 5).

Obszar typowy. Obszar dorzecza środkowej Wisły na południowym Mazowszu.

Nazwa pochodzi od miasta Grójec na południowym Mazowszu.

Stratygrafia. Najwyższy miocen, pliocen (zankl i pliacenz), w podziale basenu Morza Północnego (brunssum i reuver) oraz najniższy (dolny) plejstocen (gelaz i kalabr), w podziale basenu Morza Północnego (pretegelen, tegelen, eburon i waal, fig. 1), obejmując neogeńskie poziomy pyłkowe XIII *Sequoiapollenites* i XIV *Faguspollenites* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1997).

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Formacja gozdnicka, seria Gozdniczy, grupa ziębicka, „preglacjał”.

Granica dolna. Powierzchnia stropowa „iłów poznańskich” formacji poznańskiej, przeważnie o charakterze erozyjnym (zmiana litologii i wyraźny diachronizm).

Granica górna. Spąg najniższego poziomu gliny morenowej najstarszego zlodowacenia.

Litologia. Osady klastyczne, na obszarze przedgórza Sudetów gruboklastyczne, ku północnemu wschodowi o ziarnie ogólnie malejącym. Osady te reprezentują ślady traktów fluwialnych, w centralnej części Nizy, reprezentujących zapewne południowe dopływy Rzeki Bałtyckiej, co powoduje ich znaczną zmienność litofacjalną.

Miąższość na przedpolu Sudetów dochodzi do 60,0 m (Piwocki i in., 2004), na Nizinie Mazowieckiej do 47,0 m (Makowska, 2015).

Jednostka nadrzędna – nie istnieje.

Jednostki podrzędne:

- ogniwo białych żwirów z Gozdniczy;
- ogniwo piaszczyste z Łęczycy;
- ogniwo iłów i mułków z Rożców;

- ogniwo mułkowo-torfowe z Wólki Ligęzowskiej;
- ogniwo mułków piaszczystych z Ponurzycey;
- ogniwo mułkowe z Otwocka;
- ogniwo piasków z Celestynowa.

Ogniwo białych żwirów z Gozdniczy (*Gozdnica White Gravel Member*) – zrewidowane

Rozprzestrzenienie. Nazwę ogniwa białych żwirów z Gozdniczy, pierwotnie stosowano na zachodnim przedpolu Sudetów do określenia serii białych żwirów i glin kaolinowych (Dyjur, 1966), a następnie – na znacznie szerszym obszarze – jako seria/formacja z Gozdniczy (Zastawniak, 1992; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997; Piwocki i in., 2004). Autorzy proponują zachować tę nazwę ze względu na jej odmienną litologiczną, ale jej zasięg ograniczyć do „klasycznego” obszaru występowania tej jednostki na przedpolu Sudetów.

Obszar typowy. Obszar zachodniego przedgórza Sudetów (blok przedsudecki i południowo-zachodnia część monokliny przedsudeckiej) oraz górnej części dorzecza Nysy Kłodzkiej.

Nazwa pochodzi od miasta Gozdnicza w północno-zachodniej części Dolnego Śląska.

Stratygrafia. Miocen, pliocen (zankl i pliacenz) i najniższy plejstocen (fig. 1); najstarsza część ogniwa (górny oligocen) występuje w pobliżu uskoku sudeckiego brzeżnego na bloku przedsudeckim (Oberc, Dyjur, 1969).

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Seria białych żwirów i glin kaolinowych, seria/formacja z Gozdniczy, seria gozdnicka.

Granica dolna. Magmowo-metamorficzny kompleks skał bloku przedsudeckiego, a następnie w miarę oddalania się ku północnemu zachodowi młodsze ogniwa paleozoiku, mezozoiku, paleogenu i neogenu, aż po utwory formacji poznańskiej na znacznej części obszaru; w niecce żytańskiej mioceńskie utwory formacji rybarzowickiej (Kasiński, 2000).

Granica górna. Spąg najniższego poziomu gliny morenowej najstarszego zlodowacenia.

Litologia. Osady klastyczne, w pobliżu uskoku sudeckiego brzeżnego gruboklastyczne, reprezentujące fację stożków napływowych. Ku północnemu wschodowi frakcja osadu generalnie maleje (stożek piedmontowy). Osady te wykazują znaczną zmienność litofacjalną, przy czym materiał stożków napływowych ma charakter zwietrzelin skał krystalicznych i składa się głównie z różnoziarnistych żwirów kwarcowych i kaolinowych iłów zwietrzelinowych.

Miąższość waha się w granicach 5,0–30,0 m.

Jednostka nadrzędna – formacja grójecka.

Jednostki podrzędne. Na obszarze „klasycznym” w górnej części profilu (najwyższy reuver i najniższy plejstocen) podjęto próbę wydzielenia jednostek niższego rzędu (Dyjur, 1966). Wydzielone jednostki H₁–H₃ nie znalazły powszechnej akceptacji ze względu na dużą jednorodność litologiczną i brak możliwości zdefiniowania ich granic na podstawie kryteriów litologicznych.

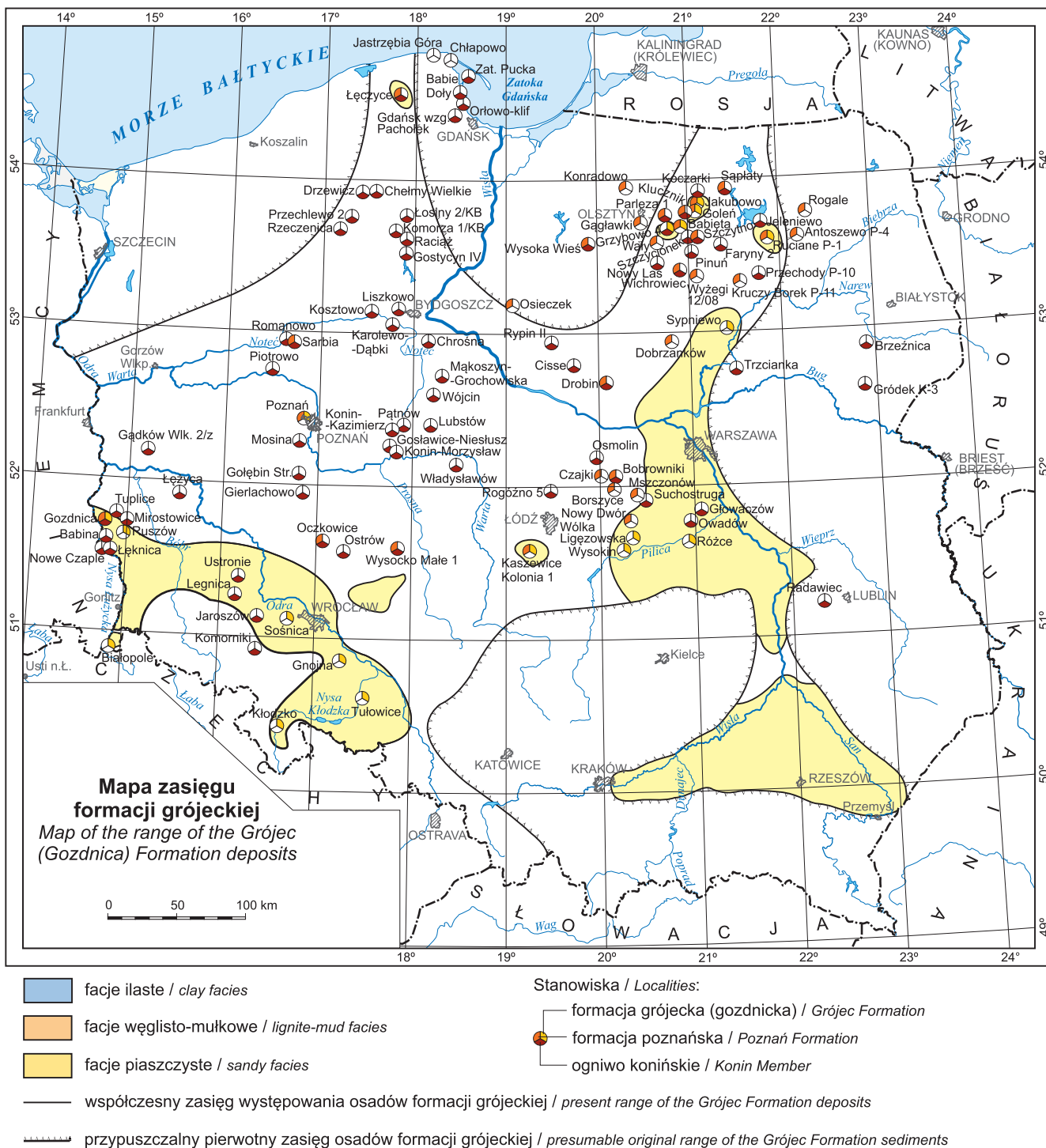


Fig. 5. Mapa zasięgu osadów formacji grójeckiej (gozdniczej) na podstawie stanowisk datowanych palinologicznie

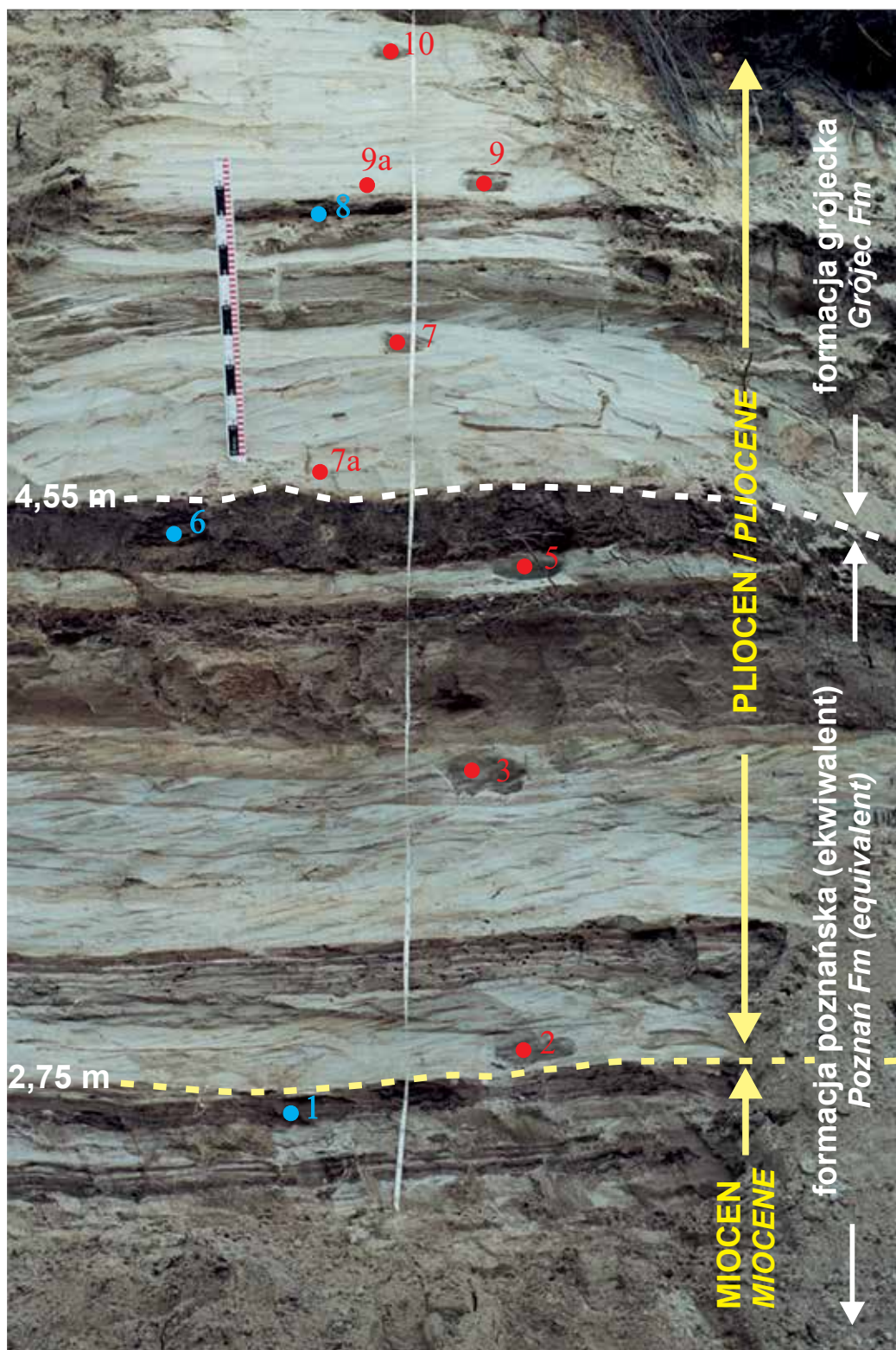
Map of the range of the Grójec (Gozdnicza) Formation deposits based on palynologically dated sites

Ogniwo piaszczyste z Łęczyc
(Łęczyc Sandy Member)
 – nowo kreowane

Rozprzestrzenienie. Ogniwo piaszczyste z Łęczyc zostało opisane na niewielkim obszarze wyniesienia Łęby

(Kasiński i in., 2004; Kramarska i in., 2015; fig. 4). Jednostkę tę wyróżniono ze względu na wykształcenie litologiczne i cechy sedymentacyjne (fig. 6).

Obszar typowy. Obszar południowej części Kępy Swarzewskiej na północ od pradoliny Redy-Łęby (wyniesienie Łęby), Pomorze Gdańskie.



Miejsca opróbowania osadów / Sediment sampling sites:

- 2 próbki do badań litologicznych / samples for lithological studies
- 1 próbki do badań palinologicznych / samples for palynological studies

Fig. 6. Granica miocen-pliocen w odsłonięciu w Łęczycach (Kramarska i in., 2015)

The Miocene-Pliocene boundary in the outcrop in Łęczycze (Kramarska *et al.*, 2015)

Nazwa pochodzi od wsi Łęczycze na wschód od Łęborka na Pomorzu Gdańskim.

Stratygrafia. Dolny pliocen (zankl, a w podziale Morza Północnego brunssum, fig. 1), XIII poziom sporowopylkowy *Sequoiapollenites* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997).

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Ogniw z Łęczyc (sensu Kasiński i in., 2004).

Granica dolna. Ogniw leży zgodnie na ilasto-mułkowych osadach formacji poznańskiej; w spągu miejscami powierzchnia erozyjna – tam niewielka luka stratygraficzna.

Granica górna. Spąg najniższego poziomu gliny morenowej najmłodszego zlodowacenia.

Litologia. Osady klastyczne, głównie piaszczyste, w prze-ważającej części warstwowane skośnie, o genezie fluwialnej lub plażowej (jezioro?) (Kasiński, Czapowski, 2008); wystę-pują liczne poziomy bioturbacji różnych rozmiarów.

Miąższość wynosi ok. 3,5 m.

Jednostka nadrzędna – formacja grójecka.

Jednostki podrzędne – nie istnieją.

Ogniw ilów i mułków z Rożców (*Rożce Clay-Silty Member*) – nowo kreowane

Rozprzestrzenienie. Utwory ilów i mułków z Rożców występują w dorzeczu środkowej Wisły, na południowym Mazowszu w pobliżu miejscowości Grójec (fig. 4; Makowska, 2015; Winter, 2015; Bujak i in., 2016).

Obszar typowy. Obszar dorzecza środkowej Wisły na południowym Mazowszu.

Nazwa pochodzi od miejscowości Rożce, w której opi-sano profil typowy.

Stratygrafia. Ogniw ilów i mułków z Rożców repre-zentuje pliocen dolny (zankl, w podziale Morza Północnego jest to brunssum; fig. 1). Obejmuje neogeński poziom pyłko-wy XIII *Sequoiapollenites* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997).

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Ogniw piaszczyste z Łęczyc, ogniw białych żwirów z Gozdnic.

Granica dolna. Ma zazwyczaj charakter erozyjny, a na południowym Mazowszu przebiega w stropie karczewskiej warstwy ilastej.

Granica górna. Granica erozyjna, na południowym Mazowszu przebiega w spągu ogniw mułkowo-torfowego z Wólki Ligęzowskiej.

Litologia. Bezwapienne mułki i ily.

Miąższość dochodzi do 25,0 m (Bujak i in., 2016).

Jednostka nadrzędna – formacja grójecka.

Jednostki podrzędne – nie istnieją.

Ogniw mułkowo-torfowe z Wólki Ligęzowskiej (*Wólka Ligęzowska Silt-Peaty Member*) – nowo kreowane

Rozprzestrzenienie. Utwory ogniw mułkowo-torfo-wego z Wólki Ligęzowskiej występują w dorzeczu środko-

wej Wisły na południowym Mazowszu (Makowska, 2015; Winter, 2015; fig. 5).

Obszar typowy. Obszar dorzecza środkowej Wisły na południowym Mazowszu.

Nazwa pochodzi od miejscowości Wólka Ligęzowska, w której opisano profil typowy.

Stratygrafia. Ogniw mułkowo-torfowe z Wólki Li-gęzowskiej reprezentuje pliocen (zankl i piacenz, a w podziale stratygraficznym basenu Morza Północnego wyższą część brunssumu i reuver), obejmując neogeńskie poziomy pyłkowe XIII–XIV (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997) i XV według Winter (2015). W wierceniu w Wól-ce Ligęzowskiej przebiega granica pomiędzy pliocenem a plejstocenem (fig. 1).

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Ogniw białych żwirów z Gozdnic.

Granica dolna. Na południowym Mazowszu przebiega w stropie ogniw ilów i mułków z Rożców. W Wólce Li-gęzowskiej przebiega na zwietrzelinie skał mezozoicznych powstałych w paleogenie i neogenie.

Granica górna. Na południowym Mazowszu ma cha-akter erozyjny. Najwyższa część ogniw z Wólki Ligęzow-skiej – poziom pyłkowy XV *Pinus* wyróżniony przez Winter (2015), według obecnej interpretacji należy już do najniż-szego plejstocenu (dolny gelaz, według podziału dla Morza Północnego – pretegeleń; fig. 1). Występujący w tym ogni-wie poziom pyłkowy XIV *Faguspollenites* (Piwocki, Ziemi-bińska-Tworzydło, 1997) stanowi zakończenie sedymentacji neogenu (pliocenu) na Niżu Polskim.

Litologia. Osady jeziorne: ily, mułki, torf i gytia.

Miąższość na obszarze typowym dochodzi do 30,0 m (Makowska, 2015).

Jednostka nadrzędna – formacja grójecka.

Jednostki podrzędne – nie istnieją.

Ogniw mułków piaszczystych z Ponurzyca (*Ponurzyca Silt-Sandy Member*) – nowo kreowane

Rozprzestrzenienie. Dorzecze środkowej Wisły na po-łudniowym Mazowszu (Baraniecka, 1975, 1976; Makowska, 2015; Winter, 2015).

Obszar typowy. Obszar dorzecza środkowej Wisły na południowym Mazowszu.

Nazwa pochodzi od miejscowości Ponurzyca na Ma-zowszu, skąd został opisany profil typowy (Baraniecka, 1975, 1976; Stuchlik, 1975).

Stratygrafia. Plejstocen dolny gelaz, a w podziale Mo-rza Północnego tegelen, jego „ciepłe” piętro (fig. 1), o czym świadczą występujące gatunki ciepłolubnej flory.

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Nie istnieje.

Granica dolna. Ma charakter erozyjny i spoczywa na osadach pliocenkich i dolnoplejstocenkich.

Granica górna. Przebiega w spągu osadów ogniw muł-kowego z Otwocka.

Litologia. Piaski, mułki i ily o genezie jeziorno-rzecznej.

Miąższość na obszarze południowego Mazowsza dochodzi do 6,0 m (Baraniecka, 1975, 1976).

Jednostka nadrzędna – formacja grójecka.

Jednostki podrzędne – nie istnieją.

Ogniwo mułkowe z Otwocka (*Otwock Silty Member*)

– nowo kreowane

Rozprzestrzenienie. Utwory ogniwa mułkowego z Otwocka występują w dorzeczu środkowej Wisły na południowym Mazowszu (Baraniecka, 1975, 1976; Makowska, 2015; Winter, 2015).

Obszar typowy. Obszar dorzecza środkowej Wisły na południowym Mazowszu.

Nazwa pochodzi od miejscowości Otwock na obszarze południowego Mazowsza, skąd opisano charakterystyczne profile.

Stratygrafia. Ogniwo mułkowe z Otwocka reprezentuje kalabr, a w podziale Morza Północnego plejstocen dolny (eburon), jego „zimne” piętro (fig. 1), o czym świadczą występujące gatunki flory charakterystyczne dla klimatu chłodnego.

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Dolna część serii kozienickiej (Mojski, 2005).

Granica dolna. Przebiega w stropie mułków piaszczystych z Ponurzyca.

Granica górna. Przebiega w spągu piasków z Celestynowa.

Litologia. Mułki i piaski o genezie jeziornej i deltowej (Makowska, 2015).

Miąższość na obszarze południowego Mazowsza dochodzi do 16,0 m (Baraniecka, 1975).

Jednostka nadrzędna – formacja grójecka.

Jednostki podrzędne – nie istnieją.

Ogniwo piasków z Celestynowa (*Celestynów Sandy Member*) – nowo kreowane

Rozprzestrzenienie. Utwory ogniwa piasków z Celestynowa występują w dorzeczu środkowej Wisły na południowym Mazowszu (Baraniecka, 1975, 1976; Makowska, 2015; Winter, 2015).

Obszar typowy. Obszar dorzecza środkowej Wisły na południowym Mazowszu.

Nazwa pochodzi od miejscowości Celestynów na południowym Mazowszu, skąd opisano charakterystyczne profile.

Stratygrafia. Ogniwo piasków z Celestynowa reprezentuje wyższą część plejstocenu dolnego kalabr, a w podziale Morza Północnego waal, jego „ciepłe” piętro (fig. 1), o czym świadczą występujące gatunki ciepłolubnej flory.

Synonim i/lub odpowiednik litostratygraficzny. Górna część serii kozienickiej (Mojski, 2005).

Granica dolna. Przebiega w stropie utworów ogniwa mułkowego z Otwocka.

Granica górna. Ma charakter erozyjny i przebiega w spągu utworów glacialnych (z występującym drobnym żwirkiem pochodzenia skandynawskiego) najstarszego zlodowacenia plejstocenijskiego.

Litologia. Piaski i mułki o genezie rzecznej i jeziornej.

Miąższość na obszarze południowego Mazowsza osiąga ok. 3,0 m (Baraniecka, 1975).

Jednostka nadrzędna – formacja grójecka.

Jednostki podrzędne – nie istnieją.

DYSKUSJA

INNE PROPONOWANE PODZIAŁY STRATYGRAFICZNE

W ciągu ostatnich dwóch dekad zaproponowano kilka nowych podziałów stratygraficznych, dotyczących osadów górnego neogenu, przy czym wszystkie one były dość ograniczone regionalnie i nie spełniały do końca warunków formalnych zdefiniowanych przez zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej (Alexandrowicz i in., 1975; patrz także Racki i in., 2006).

Pierwszy z tych podziałów (Czerwonka, Krzyszkowski, 2001) dotyczył najwyższego neogenu na pograniczu z plejstocenem na obszarze Dolnego Śląska, określanego dotąd jako formacja gozdnicka (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997). Czerwonka i Krzyszkowski (2001) postulowali zmianę nazwy i rangi litostratygraficznej jednostki, proponując nazwę „Grupa z Ziębic” jako formalną jednostkę litostratygraficzną. Kreatorzy rozciągnęli zasięg jednostki na cały obszar Dolnego Śląska, a nawet poza jego granice, gdzie

powszechnie występujące osady klastyczne (choć drobniejszej frakcji) stanowiłyby ekwiwalent formacji gozdnickiej w dotychczasowym ujęciu. Wiek grupy z Ziębic określono na schyłek wczesnego pliocenu po wczesny środkowy plejstocen. Podzielono ją na dziesięć formacji: Rokitki-Bielany, Snowidza, Mielęcín-Wołów, Bojanice, Wichrów, Pogalewo, Żąbkowice, Kłodzko-Stankowo, Dębina i Chrzyszczycze. Podstawą podziału grupy z Ziębic na formacje był skład występującego w osadzie zespołu minerałów ciężkich i innych niż kwarc składników klastycznych. Niektóre z wyróżnionych formacji podzielono na ogniwa (od dwóch do czterech) na podstawie frakcji osadu, inwentarza tekstur sedymentacyjnych i składu minerałów ciężkich. Przedstawiony schemat, choć w niektórych aspektach dobrze udokumentowany i interesujący ze względu na możliwość obiektywnego rozpoziomowania formacji gozdnickiej (grupy z Ziębic), nie spełnia jednak warunków formalnych wymaganych przez zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej (Alexandrowicz i in., 1975; patrz także

Racki i in., 2006). Wątpliwości budzi tu przede wszystkim podstawa wydzielenia zarówno całej grupy z Ziębic, jak i jednostek II i III rzędu. Zdefiniowanie tych jednostek wymaga wykonania analiz mikroskopowych minerałów ciężkich, podczas gdy zasadą nadrzędną litostratygrafii jest definicja jednostek na podstawie cech makroskopowych, identyfikowanych bezpośrednio w odsłonięciach lub profilach otworów wiertniczych. W opracowaniu nie określono wieku granic jednostek II i III rzędu. Nie przedstawiono także precyzyjnie zasięgu geograficznego grupy z Ziębic, w szczególności na obszarze Niżu Polskiego poza Dolnym Śląskiem (o takim zasięgu autorzy wspominają *expressis verbis*), jak również niektórych jednostek wyższego rzędu. W tej sytuacji trudno uznać grupę z Ziębic wraz z jej podziałem wewnętrznym za formalną jednostkę litostratygraficzną.

W nowym podziale litostratygraficznym wyższego neogenu we wschodniej Wielkopolsce (Widera, 2000, 2002, 2007), autor zakwestionował termin „formacja adamowska”, wprowadzając na jego miejsce termin „formacja koźmińska” (w zachodniej Wielkopolsce „formacja naramowicka”). Zasięg stratygraficzny formacji koźmińskiej został rozszerzony we wschodniej Wielkopolsce na cały miocen dolny i część środkowego, włączając w jej ramy oprócz formacji adamowskiej jeszcze trzy inne dotychczas wydzielane formacje (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997): rawicką, ścinawską i pawłowicką. Również i w tym przypadku podstawowym problemem jest tu kreowanie nowej jednostki bez zachowania zasad polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej (Alexandrowicz i in., 1975; patrz także Racki i in., 2006). Można się zgodzić z autorem (Widera, 2007), że nie ma podstaw litostratygraficznych dla rozpozniowania utworów formacji adamowskiej na obszarze wschodniej Wielkopolski na cztery jednostki, ale wynika to zapewne z braku na tym obszarze ogniw niższych od formacji adamowskiej. Szczególnie niepokoi przyjęcie założenia, że utwory miocenijskie na tym obszarze obejmują kompletny profil niższych ogniw miocenu, brak bowiem jakichkolwiek danych biostratygraficznych na temat wieku dolnej granicy postulowanej „formacji koźmińskiej” – nie udowodniono, że występują tam utwory starsze niż odpowiadające VII poziomowi sporowo-pyłkowemu *Itaopolis angustiporatus* (por. Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997). Brak także dokładniejszego określenia obszaru występowania nowo utworzonej formacji. Ze względu na niewielką miąższość osadów „formacji koźmińskiej”, jej wykształcenie facjalne i pozycję strukturalną (Czarnik, 1972) można raczej zakładać, że całość „formacji koźmińskiej” odpowiada tu formacji adamowskiej, poniżej której brak osadów niższego miocenu. Mankament procedur tworzenia nowej formacji stanowi jej postulowana nazwa „formacja koźmińska”, która została już wcześniej zastosowana w odniesieniu do jednej z formacji wyróżnionych w satelicznym basenie niecki bersdorfsko-radomierzyckiej (Kasiński, 2000), i którą jako taką chroni zasada priorytetu.

Zmiana nazwy formacji adamowskiej na obszarze zachodniej Wielkopolski na „formację naramowicką” (Widera, 2007) jest – wobec braku jakichkolwiek nowych danych

stratygraficznych – w świetle obowiązującej zasady priorytetu całkowicie nieuzasadniona.

PREGLACJAŁ

W literaturze geologicznej, w pracach dotyczących późnego neogenu jest często stosowany termin „formacja preglacjalna” („preglacjał”) dla określenia osadów klastycznych o genezie prelodowcowej, w których nie stwierdzono występowania materiału skandynawskiego. Tego typu osady zostały najpełniej opisane na obszarze południowego Mazowsza przez Makowską (2015) (fig. 4). Terminem „preglacjał” określono osady rzeczno-jeziorno-rozlewiskowe i bagiennie, tworzące się od pliocenu dolnego do starszego, przedglacjalnego czwartorzędu (plejstocen środkowy). Ten niezbyt fortunny termin do literatury wprowadził przed blisko stu laty Samsonowicz (*fide* Samsonowicz i in., 1927). Miąższość formacji preglacjalnej dochodzi w zagłębieniach do 45 m. Są to osady piaszczyste od drobno- do gruboziarnistych i żwirki, miejscami mułki piaszczyste i ły. Osady preglacjalne Makowska (2015) określa jako utwory deltowe stożków napływowych rzek spływających z wału śródpolskiego na Nizinę Mazowiecką. Wskazuje na widoczną cykliczność sedymentacji związaną z wahaniami klimatycznymi. Szczegółowo opisuje formację preglacjalną, analizując szereg profili otworów wiertniczych: Wólka Ligęzowska 4, Wysokin 10, Ceteń 8, Ceteń 9, w których H. Winter (2015) przeprowadziła analizę długich sekwencji pyłkowych. Osady z innych stanowisk z południowego Mazowsza zostały z nimi skorelowane, m.in.: Mirów, Opacz (Morawski, Stuchlik, 1987), Ponurzyca (Baraniecka, 1975, 1991; Stuchlik 1975, 1987, 1994), Lasek, Jędrzejnik, Wrzosa (Baraniecka, 1975, 1981; Stuchlik, 1975), Różce (Baraniecka, 1975, 1991; Stuchlik, 1987, 1994) i wykonane w sąsiedztwie wiercenie Roźce (Bujak i in., 2016). Stwierdzono także, że na omawianym obszarze osady preglacjalne są wykształcone w różnych facjach, tworzących mozaikę odmiennych środowisk depozycji: rzeczne, stożków napływowych, jeziorne od głębokich po płytkie, starorzecza i bagniska (Makowska, 2015). Osady formacji preglacjalnej spoczywają na miocenijskich „iłach pstrych” lub mezozoicznych utworach jury środkowej i górnej albo na zwietrzelinie osadów jurajskich powstałej w paleogenie i neogenie. W podłożu formacji preglacjalnej zaznaczają się obniżenia i wyniesienia o genezie tektonicznej, a uskoki w podłożu miały wpływ na rozwój sieci rzecznej (Makowska, 2015). W swoim opracowaniu Makowska (2015) zachowuje zasadę priorytetu i nie zmienia terminu „preglacjał”, pomimo jego niejednoznaczności i niezgodności nazwy z zasadami polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej (Alexandrowicz i in., 1975; Racki i in., 2006). W osadach tych nie odnotowano występowania szczątków zwierzęcych, brak jest również litologicznych poziomów korelacyjnych. Podstawę biokorelacji osadów preglacjalnych stanowi analiza palinologiczna. W obrębie formacji preglacjalnej zostało wyróżnionych pięć

cykli sedymentacyjnych, z czego cykl I i II przypadają na pliocen (zankl i piacenz; fig. 1), a pozostałe na plejstocen. Odpowiada im siedem okresów klimatyczno-stratygraficznych, w pliocenie I – brunssum i II – reuver i pięć w plejstocenie (Winter, 2015). Profil z Wólki Ligęzowskiej można uznać za stratotyp formacji preglacjalnej na południowym Mazowszu. Wyróżnione okresy Winter (2015) skorelowała z neogeńskimi poziomami sporowo-pyłkowymi = fazami klimatycznymi (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997): I okres klimatyczno-stratygraficzny z poziomem XIII *Sequoiapollenites* (zankl), a drugi – z poziomem XIV *Faguspollenites* (piacenz). W najwyższym pliocenie wiercenia Wólka Ligęzowska Winter (2015), kreowała nowy dla neogenu poziom XV *Pinus* ze względu na dominujący w tym odcinku profilu pyłek *Pinus* a także *Betula* oraz znaczny udział pyłku roślin zielnych. Skład zespołu tego poziomu, z dominacją taksonów pyłku roślin o wymaganiach chłodnوميarkowanych wskazuje jednak, że ten zespół należy już do plejstocenu.

Ważnym palinostratygraficznym punktem odniesienia na południowym Mazowszu jest także profil wiercenia Różce (Bujak i in., 2016), odwierconego w 2012 r. w sąsiedztwie wiercenia Różce opracowanego w latach osiemdziesiątych i dziewięćdziesiątych XX w. (Baraniecka, 1981, 1991; Stuchlik, 1987, 1994). Celem nowych badań była szczegółowa, multidyscyplinarna analiza osadów z pogranicza miocenu i pliocenu ze szczególnym uwzględnieniem „formacji preglacjalnej” (Bujak i in., 2016). W tym profilu szczegółowe badania palinostratygraficzne przeprowadziła Winter (fide Bujak i in., 2016). W około 40-metrowym neogeńskim odcinku profilu bogate zespoły pyłkowe pozwoliły na wyróżnienie w tych osadach sześciu faz rozwoju roślinności, związanych ze zmianami zbiorowisk roślinnych i klimatu. I fazę można skorelować z górnomiocenijskim poziomem XI *Betulaepollenites-Cyperaceapollenites*, a fazę II i III z górnomiocenijskim poziomem XII *Carpinipites-Juglandaceae* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997). Zespół pyłkowy fazy IV charakteryzuje bardzo wysoki udział roślin zielnych (NAP > 70%), co świadczy o głębokim ochłodzeniu i osuszeniu. Tak znaczne odlesienie jest typowe dla spektrów pliocenijskich. Fazy IV, V i VI należy wiązać z pliocenem dolnym. W wyższych partiach pliocenu dolnego zarejestrowano niewielkie ocieplenie i wzrost wilgotności. Jak udowodniono powyżej, niższe ogniwa „formacji preglacjalnej” stanowią ekwiwalent sedymentacyjny środkowej (wyższej?) części formacji gozdniczkiej, w nowym podziale powinny być zatem uważane za elementy formacji grójeckiej (fig. 1).

PROBLEM GRANICY MIOCEN–PLIOCEN

Granica pomiędzy osadami miocenu i pliocenu na Niżu Polskim jest niejednoznaczna. Utrwalony w literaturze termin mio-pliocen obejmuje miocen górny i pliocen dolny. W przeszłości, zwłaszcza w kartografii geologicznej, stosowano kryterium litologiczne, uznając że osady ilaste – tak

zwane „iły poznańskie” – wyraźnie odmienne od osadów brunatnowęglowych miocenu i klastycznej formacji gozdniczkiej, należą do pliocenu. Według dzisiejszych podziałów, występujący ponad serią brunatnowęglową kompleks osadów ilastych – szarych, zielonych i „pstrych”, w zdecydowanej większości należy do miocenu. Postawienie ostrej granicy pomiędzy utworami miocenu a pliocenu jest bardzo trudne, ponieważ brak jest jednoznacznych dowodów biostratygraficznych. Zaznaczają się różnice w składzie dominujących w tym czasie zbiorowisk roślinnych. We florze miocenu górnego panują lasy liściaste, głównie łąkowe i mieszane z niewielkim udziałem roślin zielnych. Czasem przy wyższym poziomie wód gruntowych pojawiają się lasy bagienne z wyraźnym udziałem *Alnus*. Profile pliocenijskie natomiast charakteryzują się przewagą drzew czwartorzędowych, z nielicznym udziałem ciepłolubnej flory miocenijskiej ze sporadyczną obecnością roślin z rodzin Taxodiaceae-Cupressaceae. Dominacja taksonów umiarkowanych i coraz liczniejszy udział roślin zielnych ma związek z osuszeniem klimatu i stopowieniem zbiorowisk roślinnych. Zaznaczają się różnice między obszarami podgóorskimi, z dużym udziałem drzew szpilkowych a terenami niżowymi, gdzie dominują lasy liściaste. Stanowisk z udokumentowaną florą pliocenijską jest na obszarze Niżu Polskiego kilka, a ich wiek jest wysoce niejednoznaczny (fig. 7)

Potwierdzony profil osadów najwyższego miocenu i dolnego pliocenu opisano z odsłonięcia w Łęczycach koło Łęborka na wyniesieniu Łęby. Osady te występują w ciągłości sedymentacyjnej i w ich obrębie należało się spodziewać występowania granicy między tymi piętrami. W około 8-metrowej skarpie ostańca erozyjnego odsłaniają się utwory drobnoklastyczne. Badania palinostratygraficzne (Kramarska i in., 2015) dowiodły, że granica chronostratygraficzna pomiędzy mioceniem a pliocenem przebiega wewnątrz utworów będących ekwiwalentem formacji poznańskiej, nie pokrywa się jednak z żadną z granic litostratygraficznych. Dolna granica formacji grójeckiej znajduje się w obrębie utworów pliocenijskich ok. 1,8 m powyżej granicy chronostratygraficznej (fig. 6).

Badania palinologiczne przeprowadzone w skarpie w Łęczycach (Słodkowska, 2004b; Kramarska i in., 2015), gdzie odsłaniają się zarówno osady miocenu, jak i pliocenu, umożliwiły obserwację zmieniających się zbiorowisk roślinnych, ich następstwo i uszeregowanie w porządku chronologicznym. Pozwala to także na odtworzenie ewolucji klimatu. W miocenijskim odcinku profilu występują taksony ciepłolubne, których udział zmniejsza się ku górze profilu. Rejestruje się epizod z dominacją lasów bagiennych z wysokim udziałem *Alnus*. W wyższej części znów wracają warunki sprzyjające rozwojowi drzew lasu mieszanego z wyraźną obecnością elementu ciepłumiarkowanego, dominują zbiorowiska lasu bagiennego, mieszanego i krzewiaste zarośla. Obraz zbiorowisk zmienia się w pliocenie, dominują drzewa szpilkowe, a rośliny ciepłolubne pojawiają się sporadycznie, duży jest udział elementu chłodnوميarkowanego, dominują zbiorowiska lasu mieszanego i otwarte zbiorowiska bezleśne, zaznacza się wzrost znaczenia roślin zielnych. Czasem

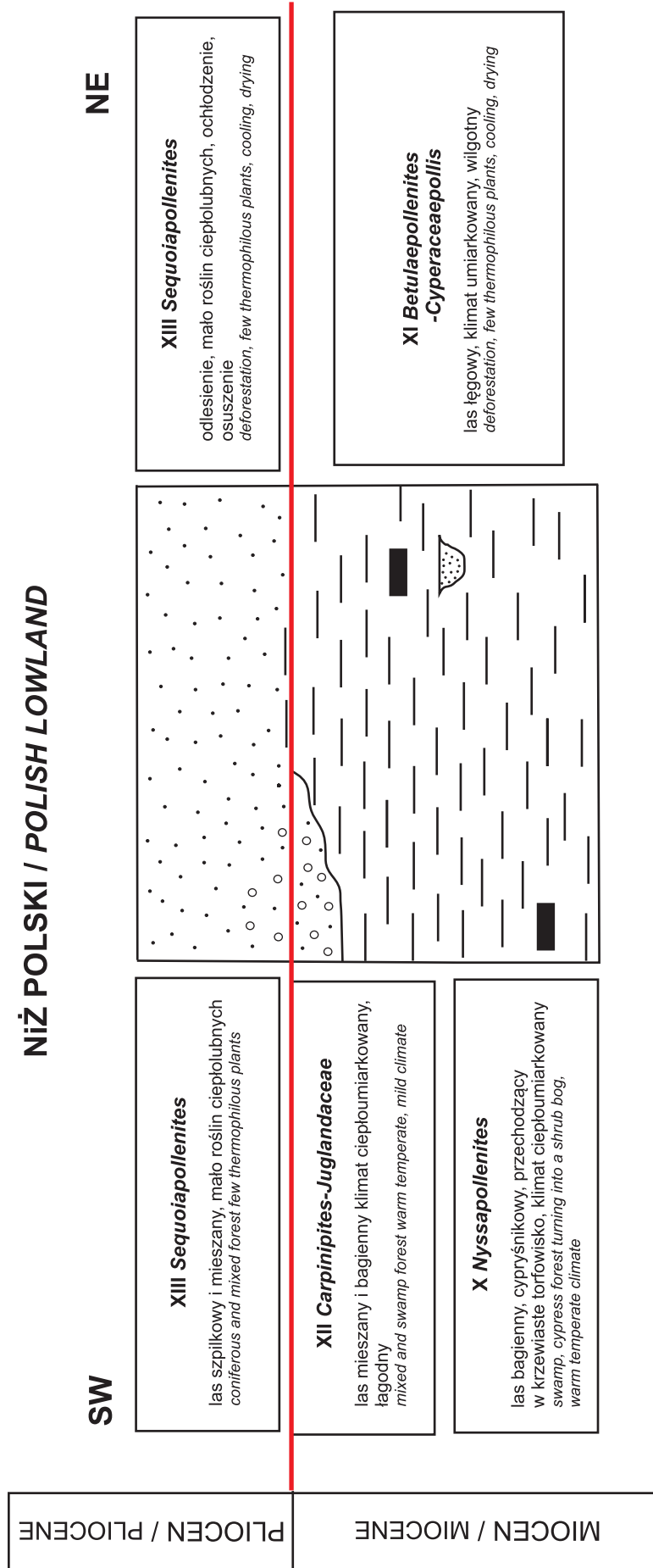


Fig. 7. Granica między mioceniem górnym a pliocenem na Niżu Polskim

The boundary between the Upper Miocene and the Pliocene in the Polish Lowlands

lokalnie notuje się epizod znacznego odlesienia i panowanie otwartych zbiorowisk.

W wierceniu Rożce opracowanym przez Winter (*vide* Bujak i in., 2016) w ok. 40-metrowym neogeńskim odcinku profilu wydatowano palinostratygraficznie granicę miocen górny/pliocen dolny. Bogate zespoły pyłkowe pozwoliły na wyróżnienie w tych osadach sześciu faz rozwoju roślinności, związanych ze zmianami zbiorowisk roślinnych i klimatu. Trzy starsze fazy reprezentowały miocen górny, we florze dominowały zróżnicowane zbiorowiska leśne z bogactwem drzew szpilkowych i liściastych o umiarkowanych wymaganiach klimatycznych. W tym odcinku notuje się niewielkie wahania klimatyczne związane z nieznacznymi zmianami temperatury i wilgotności. Udział roślin zielnych dochodził w nich do 30%. W fazie IV nastąpił znaczny wzrost udziału roślin zielnych do 70%, co było związane z rozwojem zbiorowisk stepowych i stopniowym odlesieniem spowodowanym osuszeniem i ochłodzeniem klimatu. Ten epizod florystyczny dokumentuje granicę pomiędzy mioceniem a pliocenem. W kolejnych dwóch fazach ta tendencja się utrzymuje i rośliny zielne stanowią przeszło 50% zespołu, dokumentując florę pliocenu dolnego.

Stanowisk z udokumentowaną florą plioceńską jest na obszarze Niżu Polskiego kilka, są to zazwyczaj wystąpienia osadów w brzeźnych strefach zbiornika śródlądowego w Polsce południowo-zachodniej – Kłodzko, Ruszów, Tułowice, Gozdnicza – „Stanisław” (Stachurska i in., 1967, 1971, 1973; Jahn i in., 1984; Sadowska, 1987, 1992; Badura i in., 2006), i północno-wschodniej Polsce – Sypniewo, Łęczyce, Jakubowo, Goleń (Winter, 1997; Słodkowska, 2003a; Kramarska i in., 2015). Utwory plioceńskie, opisane jako tzw. „seria preglacjałna”, występują także w Polsce środkowej – Wólka Ligęzowska, Wysokin, Różce, Ławki (Winter, 2015; Stuchlik, 1994; Krzyszkowski, Szuchnik, 1995; Bujak i in., 2016). W osadach najwyższego pliocenu na Niżu Polskim w zapisie pyłkowym obserwuje się dominację lasów mieszanych z bukiem, wskazującą na niewielkie ocieplenie – Różce, Ławki, Sypniewo (Stuchlik, 1994; Krzyszkowski, Szuchnik, 1995; Słodkowska, 2003a). Największe znaczenie ma profil w Wólce Ligęzowskiej, w którym palinologicznie została udokumentowana granica pliocen–plejstocen (Winter *vide* Bujak i in., 2016).

DIACHRONIZM

Poziomy pyłkowe wyznaczone głównie w zachodniej Polsce nie są synchroniczne na całym badanym obszarze. Szczególnie jest to widoczne w miocenie górnym, kiedy po powszechnie panujących warunkach sprzyjających rozwojowi zbiorowisk bagiennych następują zmiany typu sedymentacji. Te zmiany są widoczne w profilach ze wschodniej części Niżu.

Na tym obszarze nie stwierdza się osadów zawierających XII poziom pyłkowy *Carpinipites-Juglandaceae*, który jest obecny na obszarze Dolnego Śląska. Ten fakt wskazuje na zróżnicowanie regionalne i przypuszczalnie jednoczesne powstawanie osadów zawierających zespoły pyłkowe fazy X i XI oraz XI i XII. Należy postawić tezę, że podczas panowania X i XII fazy pyłkowej na Dolnym Śląsku na obszarze platformowym warunki klimatyczne i florystyczne były mniej sprzyjające dominacji ciepłolubnych zbiorowisk roślinnych. W tym czasie przeważała sedymentacja osadów ilastych związanych z XI fazą *Betulaepollenites-Cyperaceae-pollis* i nie zaznaczyły się drobne wahania klimatyczne. Można więc przypuszczać, że fazy X i XII na Dolnym Śląsku są równoczesowe z fazą XI na Niżu. Na Dolnym Śląsku wyższa część fazy XII jest związana już ze zmianą sedymentacji z ilastej na grubookruchową, należąca do formacji grójeckiej. Wtedy nastąpiła również zmiana w zbiorowiskach roślinnych, panowały drzewa iglaste a elementy ciepłolubne pojawiały się rzadko. Na pozostałym obszarze Niżu zmiana sedymentacji z ilastej na okruchową nastąpiła później, zapewne już w pliocenie. Mamy zatem wyraźnie zaznaczający się diachronizm w rozpoczęciu sedymentacji formacji grójeckiej (gozdnickiej), która wcześniej (późny miocen) zapanowała w południowo-zachodniej Polsce, wykształcona w postaci żwirów i gruboziarnistych piasków (Przybylski, Badura, 1999; Badura, Przybylski, 2004). Pojawiające się w północno-wschodniej Polsce osady klastyczne o znacznie mniejszym ziarnie osadzały się w pliocenie dolnym i są udokumentowane młodszymi fazami pyłkowymi (XIII, Kramarska i in., 2015). Granica między mioceniem a pliocenem w Polsce północno-wschodniej występuje w obrębie osadów ilasto-piaszczystych formacji poznańskiej, zaś w Polsce południowo-zachodniej w leżących pod względem litostratygraficznym wyżej gruboklastycznych osadach formacji grójeckiej (dawniej: gozdnickiej) (fig. 7).

PODSUMOWANIE

W pracy główny nacisk położono na prezentację i dyskusję szeregu zagadnień, przede wszystkim o charakterze korelacyjnym, dotyczących osadów górnego neogenu na Niżu Polskim. W rezultacie zaproponowano nowy podział litostratygraficzny lądowych osadów wyższego neogenu w basenie niżowym. Zrewidowano dane i nazewnictwo dotyczące dotychczas stosowanych jednostek litostratygraficznych oraz wykreowano i zrewidowano kilka nowych jednostek, które skorelowano z aktualnym podziałem chronostratygraficznym dla obszaru Europy.

Przedyskutowano problem niejednoznacznie określonej granicy pomiędzy mioceniem a pliocenem, potwierdzając jej diachronizm na Niżu Polskim, co wykazano również w spektrach palinologicznych i zapisie paleoflorystycznym z obszaru Polski południowo-zachodniej. Stwierdzono, że ta granica przebiega w utworach formacji poznańskiej i formacji grójeckiej. Diachronizm w osadach późnego neogenu można potwierdzić także w osadach spągowej części formacji poznańskiej. Miało to miejsce po zakończeniu aku-

mulacji bagiennej, związanym z zanikiem węglotwórczości. Od tego czasu obserwuje się zróżnicowanie wykształcenia osadów, które nie tworzą już ewidentnych horyzontów korelacyjnych jakimi na znacznym obszarze Niżu Polskiego były wcześniej pokłady węgla brunatnego. Przyczyną tego

zjawiska jest zapewne przebudowa geotektoniczna związana z wydźwignięciem Karpat u schyłku miocenu środkowego i wynikające z niej zmiany paleogeograficzno-klimatyczne, prowadzące do zaniku akumulacji materii fitogenicznej (Kasiński, Słodkowska, 2016).

LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S.W., 1963 – Stratygrafia osadów miocenijskich w Zagłębiu Górnośląskim. *Prace Inst. Geol.*, **39**: 1–147.
- ALEXANDROWICZ S.W., 1970 – Pozycja geologiczna warstw kędzierzyńskich w zachodnim obrzeżeniu Zagłębia Górnośląskiego. *Spraw. z Pos. Kon. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, **13**, 2: 569–573.
- ALEXANDROWICZ S.W., 1973 – Typowe profile litostratigraficzne warstw kędzierzyńskich. *Spraw. z Pos. Kon. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, **16**, 1: 219–220.
- ALEXANDROWICZ S.W., 1997 – Lithostratigraphy of the Miocene deposits in the Gliwice area (Upper Silesia, Poland). *Bull. Acad. Pol. Sci. ser. Earth Sci.*, **45**, 2–4: 167–179.
- ALEXANDROWICZ S.W., KLECZKOWSKI A.S., 1970 – Le profil stratigraphique et les eaux minérales du forage de Kędzierzyn. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Geol. Geogr.*, **18**, 4: 199–207.
- ALEXANDROWICZ S.W., KLECZKOWSKI A.S., 1974 – Osady trzeciorzędowe Opolszczyzny. *Przew. 46. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 38–48. Wydaw. Geol., Warszawa.
- ALEXANDROWICZ S.W., BIRKENMAJER K., BURCHART J., CIEŚLIŃSKI S., DADLEZ R., KUTEK J., NOWAK W., ORŁOWSKI S., SZULCZEWSKI M., TELLER L., 1975 – Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. Instrukcje i metody badań geologicznych, **33**. Wydaw. Geol., Warszawa.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2004 – Evolution of the Late Neogene and Eopleistocene fluvial system in the foreland of the Sudetes Mountains, SW Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **74**: 43–61.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., SALAMON T., WINTER H., 2006 – Sedymentologiczny i paleobotaniczny zapis zmian klimatu w plioceńskich osadach rzecznych południowo-wschodniej części Niziny Śląskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **421**: 1–14.
- BARANIECKA M.D., 1975 – Znaczenie profilu z Ponurzyca dla badań genezy i wieku preglacjału Mazowsza. *Kwart. Geol.*, **19**, 3: 651–665.
- BARANIECKA M.D., 1976 – Charakterystyka geologiczna osadów trzeciorzędowych wybranych obszarów Mazowsza. *Prace Muz. Ziemi PAN*, **25**: 15–28.
- BARANIECKA M.D., 1979 – Osady plioceńskie Mazowsza jako podłoże czwartorzędu. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **23**: 23–36.
- BARANIECKA M.D., 1981 – Osady trzeciorzędowe SW części niecki warszawskiej na przykładzie profilu z Kaczorówka. *Kwart. Geol.*, **25**, 2: 365–386.
- BARANIECKA M.D., 1991 – Profil Różce na tle podstawowych profili osadów preglacjalnych na południowym Mazowszu. *Prz. Geol.*, **39**, 5–6: 254–257.
- BARANIECKA M.D., 1995 – O pozycji stratygraficznej ilów pstrych w podłożu czwartorzędu na Mazowszu. *Prz. Geol.*, **43**, 7: 576–580.
- BERENDT G., 1885 – Das Tertiär im Bereiche der Mark Brandenburg. *Sitz.-Ber. d. Kgl. Pr. Akad. d. Wiss. (phys.-math. Klasse)*, **2**: 863–885.
- BERENDT G., 1903 – Posener Flammenton in schlesischen Kreise Militsch. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Gess.*, **55**, *Briefl. Mitt.*: 1–7.
- BIERNAT S., 1964 – Trzeciorząd okolic Konranta. *Kwart. Geol.*, **8**, 2: 297–307.
- BUJAK Ł., WORONKO B., WINTER H., MARCINKOWSKA B., WERNER T., STACHOWICZ-RYBKA R., ŻARSKI M., WOŹNIAK P.P., ROSOWIECKA O., 2016 – A new stratigraphic position of some Early Pleistocene deposits in central Poland. *Geol. Quart.*, **60**, 1: 238–251.
- CHOMA-MOTYL K., 1988 – Zmienność własności fizycznych ilów poznańskich okolic Wrocławia na tle ich genezy i litostratygrafii. *Geol. Sudet.*, **23**, 1: 1–58.
- CHOMA-MOTYL K., 1992 – Chemiczno-fizyczne własności ilów poznańskich Polski południowo-zachodniej na przykładzie wybranych odsłoneń. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, **1354**, 26: 19–50.
- CIUK E., 1967 – Stratygrafia trzeciorzędu w rejonie Leszna. *Kwart. Geol.*, **11**, 4: 920–922.
- CIUK E., 1968 – Types of brown coal deposits within coal-bearing formations of continental tertiary of Poland. *23rd Geological Congress*, Prague: 119–134.
- CIUK E., 1970 – Schematy litostratigraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 754–771.
- CIUK E., GRABOWSKA I., 1991 – Syntetyczny profil stratygraficzny trzeciorzędu złoża węgla brunatnego Lubstów w Lubstowie, woj. konińskie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **365**: 47–72.
- CZARNIK J., 1972 – Paleogeografia okolic Turka w górnym trzeciorzędzie i plejstocenie. *Studia Geol. Pol.*, **40**: 1–160.
- CZAPOWSKI G., KASIŃSKI J.R., 2002 – Facje i warunki depozycji utworów formacji poznańskiej. *Prz. Geol.*, **50**, 3: 265–266.
- CZERWONKA J.A., KRZYSZKOWSKI D., 2001 – Preglacial (Pliocene – Early Middle Pleistocene) deposits in Southwestern Poland: lithostratigraphy and reconstruction of drainage pattern. *W: Late Cainozoic stratigraphy and palaeogeography od the Sudetic Foreland* (red. D. Krzyszkowski): 147–195. Wind, Wrocław.
- DOKTOROWICZ-HREBNICKA J., 1964 – Palynologiczna charakterystyka najmłodszych pokładów węgla brunatnego złoża Rogóźno. *Biul. Inst. Geol.*, **183**: 1–99.
- DYJOR S., 1964 – Wykształcenie trzeciorzędowej formacji węgla brunatnego Wysoczyzny Żarskiej. *Węg. Brunat.*, **6**, 1: 7–17.
- DYJOR S., 1966 – Wiek serii białych żwirów i glin kaolinowych w zachodniej części przedpola Sudetów. *Prz. Geol.*, **14**, 11: 178–490.
- DYJOR S., 1968 – Poziomy morskie w obrębie serii ilów poznańskich. *Kwart. Geol.*, **12**, 4: 941–957.
- DYJOR S., 1970 – Seria poznańska w Polsce zachodniej. *Kwart. Geol.*, **16**, 4: 819–835.
- DYJOR S., 1985 – Wykształcenie i wiek formacji trzeciorzędowej Opolszczyzny. *Mat. Stud. Opol.*, **26**, 52/53: 33–58.
- DYJOR S., 1992 – Rozwój sedymentacji i przebieg przeobrażeń osadów w basenie serii poznańskiej w Polsce. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, **192**, 3: 3–41.

- DYJOR S., 1994 – Formacja młodotrzeciorzędowa i związane z nią węgle brunatne Dolnego Śląska. *Pr. Nauk. Inst. Gór. PWroc. Konf.*, **74**, 16: 82–90.
- DYJOR S., SADOWSKA A., 1977 – Problem wieku i korelacja górnomiocenijskich pokładów węgla brunatnych w Polsce Zachodniej. *Geol. Sudet.*, **12**, 1: 121–136.
- DYJOR S., SADOWSKA A., 1986 – Correlation of the Younger Miocene Deposits in the Silesian Part of the Carpathian Fore-deep and the South-Western Part of the Polish Lowland Basin. *Zesz. Nauk. AGH Geologia*, **12**, 3: 25–36.
- ELLIOT T., 1976 – Upper Carboniferous sedimentary cycles produced by river-dominated, elongate deltas. *J. Geol. Soc.*, **132**: 199–208.
- GÖPPERT H.R., 1855 – Die Tertiäre Flora von Schossnitz in Schlesien. Verl E. Reme, Görlitz.
- GRABOWSKA I., 1969 – Rewizja pozycji stratygraficznej osadów węglowych z rejonu Rogóżna na podstawie analizy sporowo-pyłkowej ark. Łódź i Łęczycza. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 42478 kat.4129/812].
- GRABOWSKA I., 1971 – Palinologiczno-stratygraficzne opracowanie osadów węglowych z rejonu olsztyńskiego. Badania stratygraficzno-paleontologiczne na obszarze Polski Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 9684 kat. 45/92].
- GRABOWSKA I., 1984 – Wyniki analizy palinologicznej jednej próbki z wiercenia Koczarki ark. Mrągowo. *W: Geneza i stratygrafia osadów występujących na obszarze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Mrągowo (K. Choma-Motyl i in.)*. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [kat. PTPNoZ/688].
- GRABOWSKA I., 1987 – Charakterystyka palinoflorystyczna i mikroplanktonowa osadów trzeciorzędowych Polski Północnej na tle profili otworów Chłapowo I i Chłapowo III. *Biul. Inst. Geol.*, **356**: 65–87.
- GRABOWSKA I., 1988a – Wyniki badań palinologicznych i planktonowych próbek z wierceń Jamno 2, Strugienice 4bis, Czajki 3 (ark. Łowicz 1:100 000). *W: Pozycja stratygraficzna neoplejstocenijskich osadów zastoiskowych w zachodniej części Niziny Środkowomazowieckiej*. (M. Brzeziński). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 1507/94 i 201/95].
- GRABOWSKA I., 1988b – Wyniki badań osadów kenozoicznych z ark. Bełchatów 1:50 000 – Kolonia Kaszewice 1, Polana Serwita 2 (ark. Szczerców 1:100 000), Zbijowa 4, Wygoda 6 (ark. Piotrków Trybunalski 1:100 000). *W: Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Bełchatów (700) (J. Ziomek)*. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent.6770 kat. 4739].
- GRABOWSKA I., 1997 – Wyniki badań palinologicznych osadów kenozoicznych z czterech profili z ark. Wola Pękoszewska 1:50 000 Nowy Dwór, Pękoszew OP-2, Borszyce OP-3, Marków-Towarzystwo OP-4. *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Wola Pękoszewska (594) wraz z tekstem objaśniającym (J. Ziomek)*. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 2632/98].
- GRABOWSKA I., 1998a – Wyniki badań sporowo-pyłkowych z profili Parleza 1, Stanlewo 2, Szymanowo 3, Grzybowo 4. (ark. Bredynki 1:50 000). *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Bredynki (140) (E. Kalinowska-Jażwińska, L. Kacprzak, S. Lisicki)*. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent.2632/98].
- GRABOWSKA I., 1998b – Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych z wierceń z ark. Kobyłty 1:50 000 (Rogale P-II, Jeleniewo P-III). *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Kobyłty (178) (L. Kacprzak, S. Lisicki)*. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 2475/99].
- GRABOWSKA I., SŁODKOWSKA B., 1987 – Wyniki badań palinologicznych i fitoplanktonowych osadów trzeciorzędowych z profilu Gądków Wielki 4/z (ark. 1:100 000 Krosno Odrzańskie). *W: 2003. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Torzym (500) (E. Sztrömwasser)*. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 107/2003].
- GRABOWSKA I., SŁODKOWSKA B., 1993 – Katalog profili osadów trzeciorzędowych opracowanych palinologicznie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GRABOWSKA I., WAŻYŃSKA H., 1997 – Badania palinologiczne i fitoplanktonowe osadów trzeciorzędowych z Pobrzeża Gdańskiego i z Bałtyku. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **375**: 532.
- GÜRICH G., 1890 – Erläuterungen zu der Geologischen Übersichtskarte von Schlesien, 1 : 400 000. J.U. Korn Verl., Breslau.
- INSTRUKCJA SMGP, 2004 – Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000. Ministerstwo Środowiska, NFOŚiGW, PIG, Warszawa.
- JAHN A., ŁAŃCUCKA-ŚRODONIOWA M., SADOWSKA A., 1984 – Stanowisko utworów pliocenijskich w Kotlinie Kłodzkiej. *Geol. Sudet.*, **18**: 7–43.
- JENTZSCH A., 1876 – Die geognostische Durchforschung der Provinz Preussen im Jahre 1876. *Schr. Phys.-ökon. Ges. Königsberg*, **17**: 109–170.
- JENTZSCH A., 1897 – Neue Gesteins-Aufschlüsse in Ost- und Westpreussen 1894–1895. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **17**: 1–125.
- KARON R., 2000 – Charakterystyka palinologiczna osadów trzeciorzędowych z profile otworu wiertniczego Kunów R-9, niecka bersdorfsko-radomierzycka. *Mat. 23. Symp. „Geologia formacji węglonośnych Polski”*: 63–57. Akademia Gór.-Hutn., Kraków.
- KASIŃSKI J.R., 1983 – Mechanizmy sedimentacji cyklicznej osadów trzeciorzędowych w zapadliskach tektonicznych przedpola Sudetów. *Prz. Geol.*, **31**, 4: 237–243.
- KASIŃSKI J.R., 1984 – Synsedimentary tectonics as a factor controlling sedimentation of brown-coal formation in tectonic depressions in western Poland. *Proceed. 27th Intern. Geol. Congr.*, **14**: 247–279. VNU Science Press, Utrecht.
- KASIŃSKI J.R., 1989 – Lacustrine sedimentary sequences in the Polish Miocene lignite-bearing basins – facies distribution and sedimentary development. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **70**: 287–304.
- KASIŃSKI J.R., 2000 – Propozycja podziału litostratygraficznego osadów trzeciorzędowej asocjacji brunatnowęglowej w polskiej części Górnośląskiego Zagłębia Węgla Brunatnego. *Mat. 23. Symp. „Geologia formacji węglonośnych Polski”*: 69–79, Akademia Gór.-Hutn., Kraków.
- KASIŃSKI J.R., 2010–2012 – Merytoryczne opracowanie i weryfikacja jednostek litostratygraficznych neogenu z obszaru Niziny Polskiej. *Słowniki stratygraficzne Centr. Bazy Danych Geol. PIG-PIB*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KASIŃSKI J.R., CZAPOWSKI G., 2008 – Cechy sedimentacyjne osadów najwyższego neogenu w odsłonięciu Łęczycze koło Lęborka. *W: „Osady z pogranicza czwartorzędu i neogenu, paleogenu – źródłem informacji o wpływie podłoża na litologię osadów na Niziny Polskim”*. Warszawa, 9–10 grudnia 2008: 11–12. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- KASIŃSKI J.R., SŁODKOWSKA B., 2016 – Factors controlling Cenozoic anthracogenesis in the Polish Lowlands. *Geol. Quart.*, **60**, 4: 959–974.

- KASIŃSKI J.R., SŁODKOWSKA B., 2017 – Węgiel brunatny w Łuku Mużakowa – warunki sedimentacji, pozycja stratygraficzna, znaczenie złożowe. *Górnictwo Odkrywkowe*, **3**: 20–31.
- KASIŃSKI J.R., CZAPOWSKI G., GAŚIEWICZ A., 2002 – Marine influenced and continental settings of the Poznań Formation (Upper Neogene, Central and SW Poland). Proc. of 8th Biannual Meet of the RCNNS/RCNPS Flintbek: 163–184.
- KASIŃSKI J.R., KRAMARSKA R., PIWOCKI M., 2004 – Osady paleogenu i neogenu w Łęczycach k. Lęborka — implikacje paleogeograficzne dla basenu paleogenu i neogenu północno-zachodniej Europy. *Prz. Geol.*, **52**, 8/1: 701–702.
- KASIŃSKI J.R., PIWOCKI M., SWADOWSKA E., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 2010 – Charakterystyka węgla brunatnego z mioceńskich pokładów Niżu Polskiego na podstawie wybranych profili. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **439**, 1: 99–153.
- KLECZKOWSKI A., 1966 – Podczwartorzędowe podłoże Kotliny górnej Odry oraz jego wodonośność [Subquaternary substratum of the upper Odra Basin and its water-bearing layers]. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN*: 5–71.
- KŁĘSK J., BŁACHOWSKI A., KRUSZEWSKI Ł., MICHALSKA D., MROZEK-WYSOCKA M., WIDERA M., 2023 – Colours of the upper Neogene “Poznań Clays” in the light of sedimentological, mineralogical and nuclear methods. *Geol. Quart.*, **67**, 4. DOI: <https://doi.org/10.7306/gq.1719>.
- KOHLMAN-ADAMSKA A., 1993 – Pollen analysis of the Neogene deposits from the Wyrzysk region, northwestern Poland. *Acta Palaeobot.*, **33**, 3: 91–297.
- KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., 1966 – Osady preglacjalne dorzecza środkowej Wisły. *Pr. Muz. Ziemi*, **9**: 223–296.
- KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., 1987 – Porównanie serii Ochoty z osadami preglacjalnymi (plioceńskimi) centralnej Polski. *W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce* (red. A. Jahn, S. Dyjor): 247–254. Ossolineum, Warszawa.
- KOŚCIELNIAK A., WANAT B. 1974 – Badania palinologiczne osadów trzeciorzędowych w Polsce. *Komunikaty Inst. Geol. Politechniki Wrocławskiej*, **57**: 1–21.
- KRAJEWSKA K., 2001 – Miocene leaf flora from Nysa (SW Poland). *Prace Muz. Ziemi*, **46**: 129–144.
- KRAMARSKA R., KASIŃSKI J.R., CZAPOWSKI G., PIWOCKI M., SŁODKOWSKA B., 2015 – Referencyjny profil osadów neogenu Pomorza Wschodniego w Łęczycach koło Lęborka (północna Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **451**: 193–250.
- KRAUSE P.G., 1933 – Das Pliozän Ostpreussen und seine Beziehungen zum nordwestdeutschen und westdeutschen Pliozän. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. Neue Folge*, **144**: 71.
- KRZYSZKOWSKI D., SZUCHNIK A., 1995 – Pliocene-Pleistocene boundary in the Kleszczów Graben at Bełchatów, central Poland. *J. Quater. Sci.*, **10**, 1: 45–58.
- LEWIŃSKI J., 1929 – Die Grenzsichten zwischen Tertiär und Quartär in Mittelpolen. *Zeitschr. Geschiebeforsch.*, **5**: 88–98.
- LINDNER L., 1992 – Stratygrafia (klimatostratygraficzna) czwartorzędu. *W: Czwartorzęd: osady, metody badań, stratygrafia* (red. L. Lindner): 441–613. Wydaw. Pol. Ag. Ekol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 2015 – Budowa geologiczna i stratygrafia formacji preglacjalnej południowego Mazowsza nad dolną Pilicą. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **202**: 7–52.
- MAMCZAR J., 1960 – Wzorcowy profil środkowego miocenu Polski środkowej opracowany na podstawie analizy sporowo-pyłkowej węgla brunatnego z województwa poznańskiego, Goślawice–Niesłusz k. Konina. *Biul. Inst. Geol.*, **157**: 13–68.
- MICHAEL R., 1905 – Über das alter der subsudetischen Braunkohlenformation. *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.*, **57**: 224–226.
- MOJSKI J.E., 2005 – Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MORAWSKI W., 2004 – Stratygrafia i paleogeografia czwartorzędu południowej Warmii. *Prace Państw. Inst. Geol.*, **181**: 81–108.
- MORAWSKI W., STUCHLIK L., 1987 – Preglacjał Mirowa i Opaczu w Warszawie. *W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce* (red. A. Jahn, S. Dyjor): 147–164. Ossolineum, Warszawa.
- MENKE B., 1975 – Vegetationsgeschichte und Florenstatigrafie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials. *Geol. Jb.*, **A 26**: 3–151.
- NOSEK M., 1966 – Trzeciorząd okolic Węglińca (Dolny Śląsk). *Biul. Inst. Geol.*, **202**: 95–136.
- OBERC J., DYJOR S., 1969 – Uskok sudecki brzeżny. *Biul. Inst. Geol.*, **236**: 41–112.
- OSIJUK D., 1979 – Cechy sedimentacji mioceńskich osadów węglonośnych na podstawie wybranych przykładów z zachodniej i środkowej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **320**: 57–131.
- PIWOCKI M., 1975 – Trzeciorząd okolic Rawicza i jego węglonośność. *Biul. Inst. Geol.*, **284**: 73–132.
- PIWOCKI M., 1992 – Zasięg i korelacja głównych grup trzeciorzędowych pokładów węgla brunatnego w platformowym obszarze Polski. *Prz. Geol.*, **40**, 5: 281–286.
- PIWOCKI M., 1998 – An outline of the palaeogeographic and palaeoclimatic developments. *W: Palynology and Palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands* (red. H. Ważyńska). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **160**: 8–12.
- PIWOCKI M., 2004 – Paleogen i neogen południowej Warmii. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **181**: 73–80.
- PIWOCKI M., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1995 – Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916–927.
- PIWOCKI M., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1997 – Neogene of the Polish Lowlands – lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Geol. Quart.*, **41**, 1: 21–40.
- PIWOCKI M., BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2004 – Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Neogen. *W: Budowa geologiczna Polski. Stratygrafia. Kenozoik – Paleogen i neogen*, (red. T.M. Peryt, M. Piwocki), **1(3a)**: 71–133. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PRÓSZYŃSKI M., 1933 – Szkic geologiczny miasta Brześcia nad Bugiem. *W: Postępy prac przy melioracji Polesia*: 141–149. Brześć nad Bugiem.
- PRZYBYLSKI B., BADURA J., 1999 – Pliocene to Middle Pleistocene fluvial series in the east Sudetic Foreland. *Quatern. Stud. Spec. Issue*: 227–273.
- PRZYBYLSKI B., BADURA J., CZERWONKA J.A., KRZYSZKOWSKI D., KRAJEWSKA K., KUSZELL T., 1998 – The preglacial Nysa Kłodzka fluvial system in the Sudetic Foreland, Southwestern Poland. *Geol. Sudet.*, **31**, 2: 171–196.
- RACKI G., NARKIEWICZ M., WRZOŁEK T., GRABOWSKI J., NAWROCKI J., KARNKOWSKI P.H., SKOMPSKI S., 2006 – Polskie zasady stratygrafii. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RANIECKA-BOBROWSKA J., 1954 – Trzeciorzędowa flora liściowa z Konina. *Biul. Inst. Geol.*, **71**: 5–41.
- RANIECKA-BOBROWSKA J., 1959 – Trzeciorzędowa flora nasienna z Konina. *Biul. Inst. Geol.*, **130**: 159–252.
- RANIECKA-BOBROWSKA J., 1970 – Stratygrafia młodszego trzeciorzędu Polski na podstawie badań paleobotanicznych. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 728–753.

- RÓŻYCKI S.Z., 1961 – Wiek preglacjału niżowego w świetle wstępnego opracowania palinologicznego profilu z Ochoły w Warszawie. *W: Prace o plejstocenie Polski środkowej* (S.Z. Różycki), **1**: 35–41. Wydaw. Geol., Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z., 1967 – Plejstocen Polski środkowej. Państw. Wydaw. Nauk., Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z., 1972 – Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Państw. Wydaw. Nauk., Warszawa.
- SADOWSKA A., 1977 – Roślinność i stratygrafia górnomiocenijskich pokładów węgla brunatnego Polski południowo-zachodniej. *Acta Palaeobot.*, **18**, 1: 87–122.
- SADOWSKA A., 1987 – Pliocenijskie flory południowo-zachodniej Polski. *W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce* (red. A. Jahn, S. Dyjor): 43–53. Ossolineum, Wrocław.
- SADOWSKA A., 1992 – Problem of the Miocene/Pliocene boundary as arising from palynostratigraphic studies from Gnojna (Southwestern Poland) *W: Proceed. Pan-European Palaeobotanical Conference*: 211–217. Museum of Nat. Hist., Vienne.
- SADOWSKA A., 1995 – Osady mioceńskie z rejonu Jarosłowa w świetle badań palinologicznych. *Przewodnik 66. Zjazdu PTG Geologia i ochrona środowiska Bloku Przedśudeckiego. Rocznik PTG wydanie specjalne*: 136–137.
- SADOWSKA A., 2002 – Palinostratygrafia utworów formacji poznańskiej na obszarze przedśudeckim. *Prz. Geol.*, **50**, 3: 262–263.
- SADOWSKA A., GIŻA B., 1991 – Flora i wiek węgla brunatnego z Pątnowa. *Acta Palaeobot.*, **31**, 1, 2: 201–214.
- SAMSONOWICZ J., LEWIŃSKI A., MAŁKOWSKI S., 1927 – Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicach. Kasa im. J. Mianowskiego, Warszawa.
- SARNACKA Z., KRYSOWSKA-IWASZKIEWICZ M., 1974 – Utwory eoplejstocenijskie okolic Magnuszewa na południowym Mazowszu. *Biul. Inst. Geol.*, **268**: 165–198.
- SŁODKOWSKA B., 1986 – Wyniki badań palinologicznych pięciu próbek osadów trzeciorzędowych z profilu Babięta ark. Piecki 1:50 000, ark. Szczytno 1:100 000. *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Piecki (179) wraz z tekstem objaśniającym* (S. Lisicki). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 106, kat. 179/I Z.63].
- SŁODKOWSKA B., 1989 – Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych z profilu Radawiec (ark. Bełżyce 1:50 000). *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Bełżyce (748)* (A. Henkiel). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 478/91].
- SŁODKOWSKA B., 1991 – Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych z profili Drobin, Niesiołowo i Bromierz–Pieńki (ark. Raciąż 1:50 000). *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Raciąż /407/ wraz z tekstem objaśniającym, skala: 1:25 000, Nr ark. Raciąż-407* (M. Baraniecka). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 795/92].
- SŁODKOWSKA B., 1993 – Wyniki badań sporowo-pyłkowych i fitoplanktonowych z profilu Gąglawki (ark. Olsztyn 1:50 000). *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Olsztyn (175) wraz z tekstem objaśniającym, skala: 1:25 000, Nr ark. Olsztyn – 175* (M. Rumiński). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 482/93].
- SŁODKOWSKA B., 1994a – Wyniki analiz palinologicznych próbek osadów z profili Wały i Nowy Las ark. Muszaki 1:50 000. *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 wraz z tekstem objaśniającym, arkusz Muszaki* (W. Morawski). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 1393/94].
- SŁODKOWSKA B., 1994b – Wyniki badań palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z profili: Gozdy 1, Mościska 2 i Cisse 3, ark. Sierpc 1:50 000. *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Sierpc (365) wraz z tekstem objaśniającym, dok. badań geolek. i analiza półszcz. zdjęcia grawi. także dla ark. Skrwilno* (J. Kotarbiński). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 2103/95].
- SŁODKOWSKA B., 1996a – Wyniki badań sporowo-pyłkowych i fitoplanktonowych próbek osadów trzeciorzędowych z profilu Suchostruga III (ark. Mszczonów 1:50 000). *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Mszczonów (595) wraz z tekstem objaśniającym* (H. Szalewicz). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 3048/96].
- SŁODKOWSKA B., 1996b – Wyniki badań palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z profili: Połajewo 1A, Długi Bród 2 i Piotrowo 3, ark. Obrzycko 1:50 000. *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Obrzycko (393) wraz z tekstem objaśniającym* (W. Gogołek). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 2213/97].
- SŁODKOWSKA B., 1997 – Wyniki badań palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z profilu Syntex (ark. Osmolin 1:50 000). *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Osmolin (519) wraz z tekstem objaśniającym* (M. Brzeziński). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 1306/97].
- SŁODKOWSKA B., 1998a – Wyniki analiz palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z profilu Bobrowniki 1 (ark. Bolimów 1:50 000). *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Osmolin (519) wraz z tekstem objaśniającym* (M. Brzeziński). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 649/95].
- SŁODKOWSKA B., 1998b – Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych przeprowadzonych w profilach: Prusinowo 1, Sarbia 2, Węglewo 3, Romanowo 4, ark. Czarnków 1:50 000. *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Czarnków (353) – przenoszenie arkuszy na układ "1942"* (W. Gogołek). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 1744/99].
- SŁODKOWSKA B., 1999 – Analizy palinologiczne próbek osadów trzeciorzędowych wykonane na ark. Kamieńczyk 1:50 000 w profilach Trzcianka P-1 i Brańszczyk P-2. *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Kamieńczyk (452)* (A. Wełniak). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 91/2000].
- SŁODKOWSKA B., 2001a – Wyniki badań palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z kopalni gliniek keramzytowych w Mszczonowie. *W: Karty ewidencyjne stanowisk dokumentacyjnych – woj. mazowieckie. Karta ewidencyjna stanowiska dokumentacyjnego MAZ 22 03 01. Miocenijskie pstryki w miejsc. Budy Mszczonowskie* (M. Brzeziński). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 1497/2006].
- SŁODKOWSKA B., 2001b – Wyniki badań palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z profilu Łężycza Buk-1, ark. SMGP Buchałów). *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Buchałów wraz z tekstem objaśniającym* (K. Urbański). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 582/99].
- SŁODKOWSKA B., 2001c – Wyniki badań palinologicznych z profilu Osieczek K-1, ark. SMGP Książki (284). *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Książki (284)* (M. Drozd, M. Trzepla). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 122/2003].

- SŁODKOWSKA B., 2001d – Wyniki badań palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z profili Bielany K-1 i Gródek K-2, ark. SMGP Sokołów Podlaski (493). *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Sokołów Podlaski (493) (A. Albrycht). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 87/2003].*
- SŁODKOWSKA B., 2002a – Wyniki badań palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z ark. SMGP Brusy (126), profile: Głowczenice, Drzewicz, Chełmy Wlk. *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Sokołów Podlaski (493) (L. Kacprzak, S. Lisicki). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 91/2003].*
- SŁODKOWSKA B., 2002b – Wyniki badań palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z ark. SMGP Boguchwały (136), profile: Pojezierze P-1, Brzeźno K-2 i Konradowo K-3. *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Boguchwały (136) (B. Trzmel). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 54/2003].*
- SŁODKOWSKA B., 2002c – Wyniki badań palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z ark. SMGP Brańsk (418), Brzeźnica 1 i Kolonia Brańska 3. *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Brańsk (418) (I. Kozłowski, W.J. Mróz). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 73/2003].*
- SŁODKOWSKA B., 2002d – Palinostratygrafia utworów formacji poznańskiej w środkowej części Niżu Polskiego. *Prz. Geol., 50, 3: 261–263.*
- SŁODKOWSKA B., 2003a – Wstępne dane o badaniach fitoplanktonu w Kamiennym Dole (okolice Kazimierza Dolnego). *Prz. Geol., 51, 12: 1075–1078.*
- SŁODKOWSKA B., 2003b – Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych z ark. SMGP Łomża (296). Profile Sypniewo, Jurzec i Olszyny. *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Łomża (296) (A. Bałuk). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 164/2003].*
- SŁODKOWSKA B., 2004a – Palynological studies of the Paleogene and Neogene deposits from the Pomeranian Lakeland area (NW Poland). *Pol. Geol. Inst. Sp. Papers, 14: 1–114*
- SŁODKOWSKA B., 2004b – Pozycja stratygraficzna osadów paleogenu i neogenu w Łęczycach koło Lęborka w świetle badań palinologicznych. *Prz. Geol., 52, 11: 698–699.*
- SŁODKOWSKA B., 2005a – Wyniki badań palinologicznych osadów paleogenu i neogenu z ark. SMGP Tuchola (203), profile: Mędromierz Mały, Okiersk, Tuchola i Raciąż. *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Tuchola (203) (R. Pikies). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 646/2006].*
- SŁODKOWSKA B., 2005b – Wyniki badań palinologicznych osadów paleogenu i neogenu z profili: Przechlewo 1 i Przechlewo 2, ark. SMGP Przechlewo (163). *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Przechlewo (163) (K. Urbański). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 18/2006].*
- SŁODKOWSKA B., 2005c – Wyniki badań palinologicznych osadów neogenu z profilu Rzeczenica Rze-1 ark. SMGP Rzeczenica (162). *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Rzeczenica (162) (E. Sztromwasser). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 507/2006].*
- SŁODKOWSKA B., 2007a – Wyniki badań palinologicznych próbek osadów neogeńskich z ark. SMGP Szczytno (215), profile: Piduń-3, Szczyconeck-2 i Stonecznik-1. *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Szczytno (215) wraz tekstem objaśniającym + materiały terenowe (R. Żuk). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 3008/2009].*
- SŁODKOWSKA B., 2007b – Palynological study of Neogene deposits from Orłowo-cliff (Southern Baltic, Poland). *W: Abstracts 6th Polish Micropaleontological Workshop MIKRO – 2007. Gdańsk, June 18–2: 66.*
- SŁODKOWSKA B., 2009 – Palynology of the Palaeogene and Neogene from the Warmia and Mazury areas (NE Poland). *Geologos, 15, 3–4: 219–234.*
- SŁODKOWSKA B., 2012 – Badania palinologiczne osadów neogenu ze wzgórza Pachołek (Gdańsk Oliwa). *W: Reambulacja Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Gdańsk (27) wraz z tekstem objaśniającym (R. Pikies, L. Zaleszkiewicz). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 2581/2013].*
- SŁODKOWSKA B., PARUCH-KULCZYCKA J., 2008 – Micropaleontological taphocoenoses of the Middle Miocene Poznań Formation (Konin area, Central Poland). *Acta Musei Nationalis Pragae, Series B – Historia Naturalis, 64, 2–4: 193–211.*
- SŁODKOWSKA B., GAŁĄZKA D., 2015 – Osady paleogenu i neogenu w wielkoskalowych strukturach glacitektonicznych Wzgórz Dylewskich. *Biul. Państw. Inst. Geol., 461, 251–294.*
- SŁODKOWSKA B., WIDERA M., 2021 – Vegetation response to environmental changes based on palynological research on the Middle Miocene lignite at the Józwin IIB open-cast mine (Konin region, central Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol., 91: 149–166.*
- SŁODKOWSKA B., WIDERA M., 2022 – Reconstruction of the sedimentary environment of phytogenic deposits in the Tomisławice opencast mine (Konin Region, central Poland). *Geol. Quart., 66: 34.*
- SŁODKOWSKA B., WINTER H., 1989 – Wyniki badań palinologicznych i fitoplanktonowych osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych w profilu Chośnia P-5 ark. Złotniki Kujawskie 1:50 000, ark. Inowrocław 1:100 000. *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Złotniki Kujawskie (359) wraz z tekstem objaśniającym (K. Wrotek). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 701/92].*
- STACHURSKA A., DYJOR S., SADOWSKA A., 1967 – Plioceniński profil z Ruszowa w świetle analizy botanicznej. *Kwart. Geol., 11, 2: 352–371.*
- STACHURSKA A., DYJOR S., KORDYSZ M., SADOWSKA A., 1971 – Charakterystyka paleobotaniczna młodotrzeciorzędowych osadów w Gozdnicy na Dolnym Śląsku. *Rocz. Pol. Tow. Geol., 41, 2: 359–384.*
- STACHURSKA A., SADOWSKA A., DYJOR S., 1973 – The Neogene flora at Sośnica near Wrocław in the light of geological and palynological investigations. *Acta Palaeobot., 14, 3: 147–176.*
- STUCLIK L., 1964 – Pollen analysis of the Miocene deposits at Rypin. *Acta Palaeobot., 5, 2: 1–113.*
- STUCLIK L., 1975 – Charakterystyka palinologiczna osadów preglacjalnych w Ponurzyca (rejon Otwocka) *Kwart. Geol., 19, 3: 668–678.*
- STUCLIK L., 1987 – Przegląd badań paleobotanicznych osadów pliocenińskich i wczesnopliocenińskich Polski środkowej i południowej. *W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce (red. A. Jahn, S. Dyjor): 53–63. Ossolineum, Wrocław.*
- STUCLIK L., 1994 – Some late Pliocene and Early Pleistocene pollen profiles from Poland. *W: Cenozoic Plant and Climates of the Arctic (red. M.C. Boulter, H.C. Fisher). NATO ASI Series, 27: 371–382.*

- STUCHLIK L., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., KOHLMAN-ADAMSKA A., GRABOWSKA I., WAŻYŃSKA H., SŁODKOWSKA B., SADOWSKA A., 2001 – Atlas of pollen and spores of the Polish Neogene. Vol. 1 – Spores: 5–158. Szafer Institute of Botany Polish Academy of Sciences, Kraków.
- STUCHLIK L., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., KOHLMAN-ADAMSKA A., GRABOWSKA I., WAŻYŃSKA H., SADOWSKA A., 2002 – Atlas of pollen and spores of the Polish Neogene. Vol. 2 – Gymnosperms: 3–237. Szafer Institute of Botany Polish Academy of Sciences, Kraków.
- STUCHLIK L., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., KOHLMAN-ADAMSKA A., GRABOWSKA I., SŁODKOWSKA B., WAŻYŃSKA H., SADOWSKA A., 2009 – Atlas of pollen and spores of the Polish Neogene. Vol. 3 – Angiospermae (1): 3–233. Szafer Institute of Botany Polish Academy of Sciences, Kraków.
- STUCHLIK L., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., KOHLMAN-ADAMSKA A., GRABOWSKA I., SŁODKOWSKA B., WOROBIEC E., DURSKA E., 2014 – Atlas of pollen and spores of the Polish Neogene. Vol. 4 – Angiospermae (2): 3–466. Szafer Institute of Botany Polish Academy of Sciences, Kraków.
- SZYSZŁO D., 1967 – Własności fizyczno-mechaniczne facji ilastej iłów poznańskich (plioceńskich) na tle litologii. *Biul. Geol. Wyzd. Geol. UW*, **9**: 51–127.
- TROĆ M., SADOWSKA A., 2006 – Wiek utworów formacji poznańskiej rejonu Poznania. *Prz. Geol.*, **54**, 7: 588–593.
- WAŻYŃSKA H., 1976 – Wyniki analizy sporowo-pyłkowej z otworu wiertniczego Oczkowice 5. *W*: Dokumentacja geologiczna poszukiwań złóż węgla brunatnego w rejonie Oczkowic, woj. leszczyńskie (M. Piwocki). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 10877].
- WAŻYŃSKA H., 1986a – Badania mikroflorystyczne próbek z wiercenia Głowaczów Gł-7 (ark. Białobrzegi). *W*: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Złotniki Kujawskie (359) wraz z tekstem objaśniającym (Z. Sarnacka). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. Kat. 4133/231].
- WAŻYŃSKA H., 1986b – Wyniki badań mikroflorystycznych próbek z wiercenia Mąkoszyn-Grochowiska MG-3 (ark. Sompolno). *W*: Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego „Mąkoszyn-Grochowiska” w kat. C2, gmina Topólka, Izbica Kujawska, woj. wrocławskie, gmina Wierzbinek, Babiak, woj. konińskie (Z. Różycki). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 527/91].
- WAŻYŃSKA H., 1987 – Badania sporowo-pyłkowe z wiercenia Owadów O-3 (ark. Radom). *W*: Dokumentacja geologiczna złóż węgla brunatnego „Głowaczów” i „Owadów” w kat. C2, gm. Głowaczów i Jastrzębia, woj. radomskie (M. Marzec). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 8021/2022].
- WAŻYŃSKA H., 1988 – Wyniki badań palinologicznych pięciu próbek z wiercenia Wójcin W/10 (ark. Mogilno). *W*: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz PAKOSC-399 (H. Listkowska, S. Maksiak). Arch. Przeds. Geol. Polgeol S.A., Warszawa [nr inwent. Kat. 2004-B/WA/K].
- WAŻYŃSKA H. 1991a – Badania palinologiczne z wiercenia P-10 Przechody (ark. Myszyniec). *W*: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz MYSZYNIC (255) (M. Kozłowska, I. Kozłowski). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 1473/95].
- WAŻYŃSKA H., 1991b – Orzeczenie mikroflorystyczne próbek z otworu wiertniczego P-1 Ruciane (ark. Pisz). *W*: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz PISZ-219, woj. suwalskie (B. Kozłowska). Arch. Przeds. Geol. Polgeol S.A., Warszawa [nr inwent. Kat. 2067-A/WA/K].
- WAŻYŃSKA H., 1991c – Orzeczenie mikroflorystyczne próbek z otworu wiertniczego P-4 Antoszewo (ark. Pisz). *W*: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Pisz-219, woj. suwalskie (B. Kozłowska). Arch. Przeds. Geol. Polgeol S.A., Warszawa [nr inwent. Kat. 2067-A/WA/K].
- WAŻYŃSKA H., 1991d – Orzeczenie mikroflorystyczne próbek z otworu wiertniczego P-11 Kroczy Berek (ark. Myszyniec). *W*: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Myszyniec (255) (M. Kozłowska, I. Kozłowski). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 1473/95].
- WAŻYŃSKA H., 1994 – Wyniki badań palinologicznych z wierceń: Wojnowo 1, Faryny 2, Borki 3 i Racibórz 4, (ark. Spychowo 1:50 000). *W*: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Spychowo (217) wraz z tekstem objaśniającym (R. Żuk). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 702/94].
- WAŻYŃSKA H. (red.), 1998 – Palynology and palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **160**: 5–45.
- WIDERA M., 2000 – Litostratygrafia kenozoiku we wschodniej Wielkopolsce ze szczególnym uwzględnieniem okolic Turku. *W*: Przewodnik 71. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego (red. J. Skoczylas, J. Biernacka): 19–23. Bogucki Wydaw. Nauk., Poznań.
- WIDERA M., 2002 – Problemy litostratygrafii trzeciorzędu wschodniej Wielkopolski. *Streszczenia Referatów Poznańskiego Oddziału Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Poznań*, **11**: 15–31.
- WIDERA M., 2004 – Phases of Paleogene and Neogene tectonic evolution of selected grabens in the Wielkopolska area, central-western Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **74**, 3: 295–310.
- WIDERA M., 2007 – Litostratygrafia i paleotektonika podplejstoceniowego kenozoiku Wielkopolski [Lithostratigraphy and palaeotectonics of the sub-Pleistocene Cenozoic of Wielkopolska]. *Wydaw. Nauk. UAM, Seria Geologia*, **18**: 1–224.
- WIDERA M., 2012 – Macroscopic lithotype characterisation of the 1st Middle-Polish (1st Lusatian) Lignite Seam in the Miocene of central Poland. *Geologos*, **18**, 1: 1–11.
- WIDERA M., 2016 – Genetic classification of the Polish deposits: a review. *Int. J. Coal. Geol.*, **158**: 107–118.
- WIDERA M., 2020 – Slump folds within mid-Miocene crevasse-splay deposits: a unique example from the Tomislawice lignite opencast mine in central Poland. *Geol. Quart.*, **64**, 3: 711–722.
- WINTER H., 1997 – Późnotrzeciorzędowa i wczesnoplejstoceniowa flora północno-wschodniej i środkowej Polski i jej znaczenie dla palinostratygrafii. Praca doktorska. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [nr inwent. 1276/98].
- WINTER H., 2015 – Dynamika zmian klimatycznych w pljocenie i plejstocenie dolnym oraz granica neogen/czwartorzęd w osadach z południowego Mazowsza (środkowa Polska) na podstawie danych palinologicznych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **202**: 53–106.
- WOROBIEC E., 2009 – Middle Miocene palynoflora of the Legnica lignite deposit complex, Lower Silesia, Poland. *Acta Palaeobot.*, **49**, 1: 5–133.
- WOROBIEC G., KASIŃSKI J.R., 2005 – Plant macroremains from boreholes from Ruja lignite deposit near Legnica, Lower Silesia, Poland (preliminary results). *Documenta Naturae*, **155**, 1: 1–11.
- WOROBIEC G., WOROBIEC E., KASIŃSKI J.R., 2008 – Plant assemblages of the drill cores from the Neogene Ruja lignite

- deposit near Legnica (Lower Silesia, Poland). *Acta Palaeobot.*, **48**, 2: 191–275.
- WOROBIEC E., WIDERA M., WOROBIEC G., KURDZIEL B., 2020 – Middle Miocene palynoflora from the Adamów lignite deposit, central Poland. *Palynology*, **45**: 59–71.
- WOROBIEC E., WIDERA M., WOROBIEC G., 2022 – Palaeo-environment of the middle Miocene wetlands at Drzewce, Konin region, central Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **92**: 201–218. <https://doi.org/10.14241/asgp.2022.07>.
- ZASTAWNIAK E. (red.), 1992 – The younger Tertiary deposits in the Gozdnica Region (SW Poland) in the light of recent palaeobotanical research. *Polish Bot. Stud.*, **3**: 3–129.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1974 – Palynological characteristics of the Neogene of Western Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, **19**, 4: 309–420.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1998 – Climatic phases and spore-pollen zones. *W: Palynology and Palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands* (red. H. Ważyńska). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **160**: 12–16.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., GRABOWSKA I., KOHLMAN-ADAMSKA A., SADOWSKA A., SKAWIŃSKA K., SŁODKOWSKA B., STUCHLIK L., WAŻYŃSKA H., 1994a – Taxonomical revision of selected Pollen and spores taxa from Neogene deposits. *Acta Palaeobot. Suppl.*, **1**: 5–30.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., GRABOWSKA I., KOHLMAN-ADAMSKA A., SADOWSKA A., SŁODKOWSKA B., STUCHLIK L., WAŻYŃSKA H., 1994b – Checklist of selected genera and species pollen grains ordered in morphological system. *Acta Palaeobot. Suppl.*, **1**: 31–56.

LITHOSTRATIGRAPHY OF THE UPPER PART OF THE NEOGENE ON THE POLISH LOWLANDS AREA

Abstract. The paper presents and discusses correlational issues of the upper part of Neogene deposits from the Polish Lowlands. The new lithostratigraphic division of upper Neogene terrestrial sediments in the lowland basin is proposed. The data and nomenclature of hitherto accepted lithostratigraphic units were revised, and several new units have been created and corrected a few units. They have been correlated with equivalents of the obligatory late Neogene chronostratigraphic division scheme for Europe. The principal task of the paper was to determine precisely the stratigraphic position of the upper Miocene and Pliocene formations, especially of the lignite series, and to separate mineral deposits. The time limits of the verified Neogene section have been defined by two regional geological events recorded in almost the whole area of the Polish Lowlands. The lower limit corresponds with the onset of the 1st Mid-Polish seam deposition, and the upper one with the beginning of Pleistocene glaciations. Over most of the Polish Lowlands, excluding south-western Poland, the upper Neogene section is generally complete, with only a few stratigraphic gaps, but a regional sedimentary variability is visible within it, caused by a slightly different sedimentary regime stimulated by geotectonic changes and related climate oscillations. The Late Neogene deposits of the Polish Lowlands are predominantly terrestrial and represent fluvial, limnic and telmatic facies.

Key words: lithostratigraphy, palynostratigraphy, Miocene, Pliocene, Polish Lowlands.

SUMMARY

This work aims to organize a certain incoherence regarding the nomenclature of clastic sediments, which exists in Polish geological literature, as well as among geologists working on Upper Neogene and lowermost Quaternary sediments. In particular, the Upper Miocene, Pliocene and Lower Pleistocene deposits are considered. The time frames of the verified column of the Neogene have been defined, with two regional geological events that are noticeable in almost the entire area of the Polish Lowlands. The lower limit of the examined interval has been defined with the beginning of lignite sedimentation of the 1st Mid-Polish Seam, while the beginning of the Pleistocene glaciations is its upper limit.

The main emphasis is placed on the presentation and discussion of correlational issues concerning the Upper Neogene deposits in the Polish Lowlands. As a result, a new lithostratigraphic division of Upper Neogene terrestrial sediments in the lowland basin has been proposed. The data and nomenclature of the previously used lithostratigraphic units were revised, and several new units have been created and correlated to the recent chronostratigraphic subdivision of the European Late Neogene (Fig. 1). Lithological criteria for the definition of the lithostratigraphic units are used according to the rules of creating new lithostratigraphic units

(Aleksandrowicz *et al.*, 1975; Racki *et al.*, 2006). Determination of the stratigraphic position of the Upper Miocene and Pliocene formations, with particular emphasis on the lignite series and the mineral deposits separating them, was one of the important tasks of this work.

The beginning of lignite sedimentation of the 1st Mid-Polish seam defines the lower limit of the studied interval. According to the recent subdivision of the Late Neogene, it belongs to the lower part of the Poznań Formation. In the late Late Neogene, the phytogenic sedimentation gradually disappears and clay-mud facies start to predominate among the younger sediments. In the uppermost Neogene they are replaced with coarser clastic facies, belonging to the Gozdnicza Formation (defined in the south-western part of the Polish Lowlands) and its lithostratigraphic equivalents in central, northern and north-eastern Poland. A harsh erosional boundary between the Neogene and Pleistocene is usually placed at the top of various Miocene and Pliocene units and in the bottom of the Pleistocene glacial deposits (Fig. 1).

Over most of the Polish Lowlands, excluding south-western Poland, the Upper Neogene section is generally complete, with only a small number of stratigraphic gaps. However, some regional sedimentary variability is visible

due to a slightly diverse sedimentary regime, often stimulated by geotectonic changes and related climate oscillations. Late Neogene deposits in the Polish Lowlands are predominantly terrestrial and they were deposited in fluvial, limnic and telmatic environments.

A complex of fine sandy sediments was distinguished at the bottom of the lowest part of the Neogene section in the Polish Lowlands during the second half of 20th century. At that time, it was referred to as the Adamów Beds or the Pawłowice Beds (a synonym for the Adamów Beds in western Poland). Above this formations, the Mid-Polish Formation have been defined. They contain the 1st Mid-Polish lignite seam in its lowermost part. The overlying, characteristic complex of clayey-silty sediments, mostly of variegated colours, was already in the 19th century defined as the “flamy” or “varicoloured clays” (later as the “Poznań Clays”) and was originally included in the Pliocene. The “Poznań Clays” in the Polish Lowlands have been included in the Lower and Upper Poznań Beds (Ciuk, 1968, 1970). In the lowland part of Lower Silesia, the same formations have been distinguished as the Poznań Series, with the “Henryk” lignite seam in the bottom part. Near Opole, similar deposits have been described within the Kędzierzyn Series with the Kędzierzyn lignite seam. In the Warsaw Basin, the Jędrzejnik, Rycice and Karczew members have been altogether defined as the “preglacial” and correlated to the Poznań Clays (Baraniecka, 1976, 1979).

Piwocki *et al.* (2004) presented a review opinion on the age and origin of the “Poznań Clays” complex. According to many researchers, this complex was formed during the Middle /Late Miocene and early Pliocene. After Piwocki and Ziemińska-Tworzydło (1997), the Poznań Formation is subdivided into three units: (1) the grey clays member, in the bottom and top parts with lignite of the I Mid-Polish seam and IA Oczkowice lignite seam, (2) the green clays member with the 0 („zero”) Orłowo lignite seam and (3) the flamy clays member.

In the foreland of the Sudetes Mountains, above the varicoloured clay complex, a white gravels series and kaolin clays were distinguished, later defined as the Gozdnica Series (Dyjor, 1968, 1970; Dyjor, Sadowska, 1977). It is a complex of clastic formations distinctly coarser-grained. In the Sudetes foreland, where the Gozdnica Series has been established, it is formed of gravels and coarse sands interbedded with kaolin clays. The basal surface of this complex is ragged; erosional surfaces are visible there in places. The top surface of the Gozdnica Series looks like a sharp erosion boundary at the bottom of Pleistocene sediments. In the Polish Lowlands the sediments of the Gozdnica Series may be correlated with other sediments belonging to the „preglacial”, younger than the Karczew Beds. In a limited area in Upper Silesia, a set of terrestrial formations defined as the Kędzierzyn Beds was distinguished among the youngest Upper Neogene sediments. This oversteps the youngest marine formations in the northern part of the Carpathian Foredeep. Among these formations occurs a lignite seam, later referred to as the Kędzierzyn Seam (Piwocki *et al.*, 2004).

The recent division of the Late Neogene for the entire area of the Polish Lowlands and its southern margin was proposed by Piwocki and Ziemińska-Tworzydło (1997). The authors distinguish three lithostratigraphic units: the Adamów, Poznań and Gozdnica formations. All of them are informal. In 2001, Czerwonka and Krzyszkowski presented the opinion showing the deposits of the Gozdnica Series occur throughout Lower Silesia, and even beyond its borders, where they are more fine-grained and usually sandy.

For geological mapping purposes, there was obligatory to determine the Miocene/Pliocene boundary between the Poznań / Gozdnica formations border (Piwocki *et al.*, 2004). The authors of this study have attempted to redefine the Miocene/Pliocene boundary.

The divisions of the newly created lithostratigraphic units are based primarily on lithological features of the sediments, which are sufficiently readable macroscopically and allow for a conclusive diagnosis of individual units. Palynostratigraphy, using rich and varied assemblages of sporomorphs found in these sediments, has been used to determine the age of the boundaries of the lithological units.

Starting from the oldest sediments, some modifications of the Adamów Formation have been made after analysis of the Upper Neogene profile (Fig. 1). It has been divided into two members, the lower one – the Adamów Sands Member and the upper one – the Konin Member. In the light of the adopted cyclostratigraphic model, it seems reasonable that two lignite seams (I Mid-Polish and IA Oczkowice) constitute the top of the last two large lignite-forming cycles within the re-defined Adamów Formation (Figs. 1, 3). The top of each of these seams would therefore correspond to climax events in the development of peat-forming marshes. In the upper part of the Neogene section, such thick and extensive lignite seams are not recorded. This lignite-bearing part of the Adamów Formation has been defined as the Konin Member, taking its name from the Konin lignite deposits of that age. The Konin Member has been divided into three lower-order units: the Konin Lignite Bed (formerly the 1st Mid-Polish lignite seam) in the lowermost part, in the middle – Kazimierz Biskupi Grey Clay Bed (grey clays) with the Jędrzejnik Clay Member as its sedimentary equivalent, and in the upper part – the Oczkowice Member (formerly IA Oczkowice lignite seam) and its stratigraphic equivalent – the Kędzierzyn Member with the Kędzierzyn seam.

In the Polish Lowlands, the Adamów Formation is placed at the top of the IIA Lubin seam or in the Miocene or Paleogene deposits of various ages. The basal surface of the Adamów Formation is marked with the roof of the IA Oczkowice lignite seam and the roof of the grey clays layer of the Kazimierz Biskupi Member and laterally the Kędzierzyn Member with the Kędzierzyn lignite seam. This boundary is also marked with the basal surface of the “Poznań Clays”. However, the sedimentary transition to this formation is usually continuous.

Within the IA Oczkowice Seam, the presence of admixtures of redeposited older palynomorphs (Eocene) is observed in many sections. Due to their widespread occurrence

in the central and north-eastern part of the Polish Lowlands (Słodkowska, 2002d), this horizon of redeposition may be considered an important correlation horizon. The uppermost Adamów Formation also includes the Kędzierzyn Beds, here defined as the Kędzierzyn Member. The base of this member marks the upper boundary of the Adamów Formation in Upper Silesia (Figs. 1, 3).

The vertical range of the clayey-silty Poznań Formation has been modified: thick phytogenic sediments of the I and IA lignite seams ending the two main lignite-forming cycles mark recently the top of the Adamów Formation. An erosion boundary at the base of the Gozdnica Formation pointed out hitherto the Poznań Formation top surface. Occurrence of green, grey, red and yellow clays, which were called “varicoloured clays” in the upper part of the section, distinguish the Poznań Formation from the neighbouring units. In north-eastern Poland, silts with lignite concentrations, which were previously called the 0 („zero”) Orłowo lignite seam (Ciuk, 1970; Morawski, 2004), occur within the middle part of the Poznań Formation. These units have been preserved in the new scheme in the rank of beds (Figs. 1, 4).

Contrary to the established tradition, the entire column of the Poznań Formation cannot be included in the Pliocene. Since the Miocene/Pliocene boundary has not yet been clearly defined, the older literature uses the collective term Mio-Pliocene, which covers a period of about 18 million years. It is very difficult to show a sharp boundary between the Miocene and Pliocene sediments, because there is no unambiguous biostratigraphic evidence. Differences in the composition of the dominant plant communities are noticeable at that time. The Upper Miocene flora is dominated by deciduous forests, mainly riparian and mixed with a small share of herbaceous plants. In some places, in areas with a higher groundwater level, swamp forests with a clear presence of *Alnus* appear. On the other hand, the Pliocene sections are characterized by a predominance of trees characteristic to the Quaternary, with a small share of thermophilous Miocene flora with an occasional presence of the Taxodiaceae-Cupressaceae plant families. The dominance of temperate taxa and increasing share of herbaceous plants indicate the presence of open, forestless communities, related to climate drying and the steppe formation.

The Miocene/Pliocene chronostratigraphic boundary should be followed within the uppermost part of the Poznań Formation. A continuous Upper Miocene and Lower Pliocene section was described, e.g. from the outcrop in Łęczycze near Łęborg on the Łeba Uplift (Kramarska *et al.*, 2015). New palynostratigraphic studies show that the chronostratigraphic boundary between the Miocene and Pliocene runs within the sediments equivalent to the Poznań Formation, but it does not coincide with any of the lithostratigraphic boundaries (Fig. 6). However, evident changes in pollen spectra have been observed along this boundary. The image of plant communities changes during the Pliocene, when the conifers begin to dominate, and thermophilous plants appear only sporadically. Mixed forest communities with a large share of the cool-temperate element and open forest-

less communities prevail there, and the importance of herbaceous plants increases. Locally, an episode of deforestation and the dominance of open plant communities are noted.

The lower boundary of the Grójec Formation (formerly the Gozdnica Formation) is erosional. Lithological features are a fundamental criterion for distinguishing it from the underlying formation: a granulation of the sediments substantially changes, and coarse-gravel sediments – sands and gravels – obtain primary importance (Figs. 1, 5). These are fluvial sediments, and their fraction decreases with the increasing distance to the source area. In the south-western part of the Polish Lowland basin, in the Sudety Foreland – where the sedimentation of the Gozdnica Formation began the earliest – thick gravels and sand beds developed inside the alluvial facies dominate and, moreover, as the extensive fore-mountain fan (Dyjur, 1966). In the central part of the Polish Lowlands, coarse- and medium-grained sands prevailed. The Grójec Formation is relatively homogeneous and, when it is considered within small areas, does not show a rich variability. It contains frequent stratigraphic gaps, usually as a fluvial sediment, but the sedimentary regime remained homogeneous.

In the central part of the Polish Lowlands, deposits of similar origin and of the same age as the Gozdnica Formation and were described for a long time as “Preglacial” (the working name) and regarded as fluvial deposits. At present, these formations are also partly considered to be alluvial fan deposits. The age of the “Preglacial” deposits in the Polish Lowlands was initially defined quite arbitrarily, either as Neogene or Neogene to Quaternary, or entirely as Quaternary. However, it has been proven that the age of the “Preglacial” is the younger Neogene – Pliocene to Quaternary, similarly to the age of the Gozdnica Formation at a typical area of its occurrence. Preglacial sediments are represented by various facies forming a mosaic of different depositional environments: fluvial, alluvial fan, lacustrine, oxbow lake, and swamp.

Over the past two decades, several new stratigraphic units have been proposed for Upper Neogene deposits. All of them are restricted regionally. However, none of these units met the fully formal features defined after the principles of Polish classification, terminology and stratigraphic nomenclature (Alexandrowicz *et al.*, 1975; see also Racki *et al.*, 2006).

The first of these divisions concerned the uppermost Neogene to the boundary with the Pleistocene in Lower Silesia, previously referred to as the Gozdnica Formation. Czerwonka and Krzyszkowski in 2001 postulated to change the name and rank of the lithostratigraphic unit to the “Ziębice Group” as a formal lithostratigraphic unit. The creators extended the range of the unit to the entire area of Lower Silesia, and even beyond its borders, where the common clastic deposits (although of a smaller fraction) would be equivalent to the Gozdnica Formation in the hitherto approach. The age of the Ziębice Group was determined as the latest Early Pliocene to early Middle Pleistocene. The lithostratigraphic division of the Ziębice group into some lower-rank units (formations)

is based on the composition of the heavy minerals complex and clastic components other than quartz. However, it does not meet the formal requirements of the rules of Polish stratigraphic classification, terminology and nomenclature. Composition of heavy minerals is proposed as the basis for separating both the entire Ziębice group and the lower-order units within it. This proposal is based on microscopic analyses. However, the definition of the units based on macroscopic features, identified directly in exposures and/or borehole cores, should be a basic principle of lithostratigraphy.


In a new proposal for the lithostratigraphic division of the Upper Neogene in eastern Wielkopolska, Widera (2007) questioned the term “Adamów Formation”, replacing it with the new term “Koźmin Formation”, and the “Naramowice Formation” in western Wielkopolska. This author extended an extent of the Koźmin Formation in eastern Wielkopolska, into the complete Lower Miocene column and part of the Middle Miocene, including, apart from the existing Adamów Formation, also three other lowermost formations: Rawicz, Ścinawa and Pawłowice (Widera, 2000, 2002, 2007). Also in this case, the most important question lies here in creation of new units rules of terminology. One can agree with the Widera (2007) that there are no lithostratigraphic grounds for dividing the Adamów Formation formations in eastern Wielkopolska into four formations, but this is due to the lack of the members below the Adamów Formation in this area. However, the assumption that the Miocene formations in this area cover the complete profile of the lower Miocene members cannot be accepted, as there is no biostratigraphic data on the age of the lower boundary of the postulated “Koźmin Formation” – it has not been proven that older formations occur there at all. There is also no more precise definition of the area of occurrence of the newly created formation. Due to a small thickness of the “Koźmin Formation”, its facies character and structural position, it can rather be assumed that the whole “Koźmin Formation” corresponds to the Adamów Formation, and below there is a stratigraphic gap covering the lower Miocene. Changing the name of the Adamów Formation in western Wielkopolska to the “Naramowice Formation” is – in the absence of any new stratigraphic data – completely unreasonable in the light of the applicable priority principle.

The pollen horizons, as determined mainly in western Poland, are not synchronous throughout the whole study area. That is particularly evident within the Upper Miocene, when

the conditions favourable to development of marsh communities are followed with changes in vegetation. This is visible in the profiles in the eastern part of the Polish Lowlands, where no deposits containing the XII *Carpinipites*-*Juglandaceae* pollen zone are present, whereas they are present in the Lower Silesia area. This shows regional variability and probably simultaneous formation of sediments containing pollen assemblages of phases X and XI, as well as XI and XII (Fig. 7). The authors of this study suppose that climatic and floristic conditions in north-eastern Poland during the deposition of sediments containing the X and XII pollen zones in Lower Silesia were less favourable to the dominance of thermophilous plant communities. Sedimentation of clay sediments related to the XI *Betulaepollenites*-*Cyperaceae* zone prevailed during this period, and no minor climatic fluctuations were recorded in the sediments in this area. Therefore, it can be assumed that the zones X and XII in Lower Silesia are of the same age as the zone XI in the north-eastern part of the Polish Lowlands. In Lower Silesia, the upper part of the XII zone is associated with a change from clayey to coarse-grained sedimentation of the Grójec Formation. There was also a change in plant communities at that time: coniferous trees prevailed, and thermophilous elements appeared rather rarely. Elsewhere in the Polish Lowlands, the change in sedimentation type (from clayey to clastic) occurred later, probably during the Pliocene. Thus, we can see a clearly marked diachronism along the lower boundary of the Grójec Formation (= Gozdnica Formation), which developed earlier (Late Miocene) in south-western Poland, and is represented by gravels and coarse sands. Much finer clastic deposits, appearing in north-eastern Poland, originated during the Early Pliocene and they are documented with the younger pollen zone (XIII). The Miocene/Pliocene boundary in north-eastern Poland occurs within the clay-sandy sediments of the Poznań Formation. In south-western Poland, it runs within the clastic sediments of the Grójec Formation (formerly: Gozdnica Formation) located in the higher lithostratigraphic position.

Analysis of the Late Neogene deposits allowed us to propose a new lithostratigraphic subdivision of the terrestrial sediments in the Polish Lowlands basin. The data and nomenclature related to the lithostratigraphic units used previously were revised, and several new units were created. They were correlated to the chronostratigraphic division used for the Late Neogene of Europe (Fig. 1).

- Tom 192 (2009) Kenozoik na pograniczu Ziemi Lubuskiej, Pomorza i Wielkopolski
– *Andrzej Romanek*
- Tom 193 (2009) Późnoordowickie zlodowacenie Gondwany – zapis zmian środowiskowych
w sukcesji osadowej obniżenia bałtyckiego – *Teresa Podhalańska*
- Tom 194 (2009) Struktury glacitektoniczne w Polsce – *Andrzej Ber, Zofia Krysiak* (red. nauk.)
- Tom 195 (2010) Geochemiczna i izotopowa rekonstrukcja środowiska geotektonicznego domeny
mazowieckiej w podłożu prekambryjskim północno-wschodniej Polski
– *Ewa Krzemińska*
- Tom 196 (2011) Baseny dewońskie południowo-wschodniej Polski – *Marek Narkiewicz* (red. nauk.)
- Tom 197 (2012) Węgiel kamienny Dolnośląskiego Zagłębia Węglowego w obrazach mikroskopowych
– *Grzegorz J. Nowak*
- Tom 198 (2012) Pozycja hydrodynamiczna i znaczenie gospodarcze dewońskich zbiorników wód
podziemnych w Górach Świętokrzyskich – *Jan Prażak*
- Tom 199 (2013) Zagrożenie i ryzyko osuwiskowe w rejonie Szymbarku (Beskid Niski)
– *Teresa Mrozek*
- Tom 200 (2014) Strefa kontaktu kaczawskiego kompleksu strukturalnego z depresją Świebodziec
(Sudety Środkowe) w świetle nowych otworów badawczych Cieszów PIG 1
i Cieszów PIG 2 – *Zbigniew Cymerman*
- Tom 201 (2014) Analiza strukturalno-kinematyczna i mezoproterozoiczna ewolucja tektoniczna
masywu suwalskiego i jego otoczenia (NE Polska) – *Zbigniew Cymerman*
- Tom 202 (2015) Formacja preglacialna południowego Mazowsza nad dolną Pilicą
– *Aurelia Makowska, Hanna Winter*
- Tom 203 (2015) Charakterystyka mineralizacji kruszcowej na tle przeobrażeń
termiczno-metasomatycznych skał w rejonie Żarek–Kotowic – *Marek Markowiak*
- Tom 204 (2016) Skały permu dolnego (czerwonego spągowca) zachodniej Polski – monografia
petrograficzna – *Anna Maliszewska, Elżbieta Jackowicz, Marta Kuberska,
Hubert Kiersnowski*
- Tom 205 (2018) Utwory jury środkowej przedgórza Karpat na obszarze wzniesienia
Wadowice–Busko–Rzeszów, południowa Polska – *Władysław Moryc*
- Tom 206 (2019) Morza plejstoceńskie elbląskie i z Próchnika na Wzniesieniu Elbląskim
– *Aurelia Makowska*
- Tom 207 (2023) Katalog basenów sedymentacyjnych Polski – *Marek Narkiewicz, Anna Becker,
Marek Jasionowski* (red. nauk.)
- Tom 208 (2023) Paleofacje i paleomorfologia górnopermskich (cechszyńskich) basenów
ewaporatowych w rejonie Gorzowa Wielkopolskiego (zachodnia Polska)
– *Grzegorz Czapowski, Zbigniew Małolepszy, Ewa Szykaruk, Jacek Chelmiński,
Łukasz Nowacki, Leszek Skowroński* (red. nauk.)



ISSN 0866-9465