

P o l s k i e T o w a r z y s t w o G e o l o g i c z n e

Przewodnik do wycieczek

LXXXI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego

Pod redakcją:

Andrzeja Żelaźniewicza
Juranda Wojewody
i Wojciecha Ciężkowskiego

Wrocław, 2011



LXXXI Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego

KOMITET ORGANIZACYJNY

Przewodniczący

Andrzej Żelaźniewicz

Członkowie

Paweł Aleksandrowski

Janusz Badura

Wojciech Ciężkowski

Stefan Cwojdzński

Henryk Marszałek

Teresa Oberc-Dziedzic

Jacek Puziewicz

Andrzej Stachowiak

Adam Szykiewicz

Stanisław Ślusarczyk

Jurand Wojewoda

Rada Redakcyjna

Andrzej Żelaźniewicz (przewodniczący)

Jurand Wojewoda

Wojciech Ciężkowski

ORGANIZATORZY

Oddział Wrocławski Polskiego Towarzystwa Geologicznego

Instytut Nauk Geologicznych PAN

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego

Oddział Dolnośląski Państwowego Instytutu Geologicznego

Wydział Górniczy Politechniki Wrocławskiej

SPONSORZY

KGHM CUPRUM Spółka z o.o. Centrum Badawczo-Rozwojowe

Kombinat Górniczo-Hutniczy Miedzi Polska Miedz S.A.

Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego

Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy

KOMITET HONOROWY

Rafał Jurkowlaniec
Marszałek Województwa Dolnośląskiego

Elżbieta Polak
Marszałek Województwa Lubuskiego

Marek Ślusarski
Starosta Powiatu Żagań

Sławomir Kowal
Burmistrz Miasta Żagań

Prof. dr hab. inż. Tadeusz Więckowski
JM Rektor Politechniki Wrocławskiej

Prof. dr hab. Marek Bojarski
JM Rektor Uniwersytetu Wrocławskiego

Prof. dr hab. Roman Kołacz
JM Rektor Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu

Prof. dr hab. Jerzy Nawrocki
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego - Państwowego Instytutu Badawczego

Prof. dr hab. Marek Lewandowski
Dyrektor Instytutu Nauk Geologicznych PAN

Dr Herbert Wirth
Prezes KGHM SA

Dr Jacek Henryk Jezierski
Główny Geolog Kraju

ISBN 978-83-922330-1-5

Projekt okładki i skład: Tomasz Gracek

Druk: Drukarnia D&D

Nakład: 150 egzemplarzy

Wydawca: WIND

Wrocław, 2011

SŁOWO WSTĘPNE

Doroczne zjazdy naukowe Polskiego Towarzystwa Geologicznego z założenia tworzą sposobność prezentacji postępu, jaki systematycznie dokonuje się, w poznawaniu szczegółów geologii naszego kraju. LXXXI Zjazd PTG jest, po raz kolejny, okazją do zaznajomienia się z obecną wiedzą o ewolucji geologicznej Dolnego Śląska, przede wszystkim z historią rozwoju dwóch najmłodszych eratemów, mezozoicznego i kenozoicznego, głównie w zachodniej części tego regionu. W aktualny stan badań wprowadza kilkanaście przeglądowych artykułów, składających się na monografię „Mezozoik i kenozoik Dolnego Śląska”, oraz obszerny Przewodnik do wycieczek terenowych. Przedstawiamy w nich oprócz tematyki tradycyjnie czysto geologicznej, także aspekty geoturystyczne, geoarcheologiczne i petroarchitektoniczne regionu.

Omówienie wyników badań sedymentologicznych i stratygraficznych mezozoicznej pokrywy w zachodniej części Dolnego Śląska (J. Wojewoda i A. Chrzastek) uzupełnione jest charakterystyką rozwoju strukturalnego synklinorium północnosudeckiego (A. Solecki) oraz prezentacją geotektonicznej ewolucji bloku przedsudeckiego (J. Badura, W. Zuchewicz). Zachodnia część Dolnego Śląska, z ponad 300 wystąpieniami wulkanitów, to obszar należący do środkowoeuropejskiej kenozoicznej prowincji wulkanicznej. Wulkanizm, dobrze czytelny także w krajobrazie, to nie tylko bazanity czy nefelinity, ale także perydotytowe i piroksenitowe ksenolity płaszcza, które pozwalają na lepsze poznanie cech odmłodzonego w kenozoiku źródła magm alkalicznych (J. Puziewicz, M. Matusiak-Małek, T. Ntaflou, M. Gregoire). Powszechne w regionie neogeńskie skały osadowe, mimo wieloletnich badań, nadal wymagają prowadzenia prac stratygraficznych, gdyż ciągle jeszcze wymykają się jednoznacznej klasyfikacji chronostratygraficznej, a i korelacje litostratygraficzne budzą wątpliwości. Jest to powód wielu niejasności i niespójności, co w efekcie prowadzi do postulatu opracowania nowej instrukcji sporządzania szczegółowych map geologicznych w skali 1:50 000 (J. Badura, A. Szyrkiewicz). Z podobnymi problemami spotykają się zresztą także i badacze czwartorzędu. Na mapach geologicznych zachodniej części Dolnego Śląska istnieją sprzeczności w korelacjach stratygraficznych utworów plejstocenu, przy czym lepszemu rozpoznaniu wymagają osady uznawane za interglacjalne (J. Badura, A. Szyrkiewicz). Badania geologiczne w nowych odsłonięciach (autostrada A-4, linie kolejowe) dowodzą, że glacytektonika odegrała dużą rolę w deformacji nie tylko skał osadowych plejstocenu, ale i neogenu (K. Urbański, A. Hałuszczak, P. Różański). Po neogeńskiej kulminacji aktywność geodynamiczna obszaru Dolnego Śląska jest dziś słabsza, ale nadal przejawia się ruchami zrutowymi i przesuwczymi rzędu 4 mm/rok (S. Cacoń, B. Kontny). Sondowania magnetotelluryczne dostarczyły informacji przydatnych do interpretacji głębokiej struktury skorupy ziemskiej, badań złożowych w Górach Kaczawskich i w osłonie plutonu Karkonoszy, jak i w poszukiwaniach wód termalnych, związanych z głębokimi strefami uskokuowymi (M. Stefaniuk, J. Farbisz, M. Wojdyła, Ł. Sito). Wody termalne regionu sudeckiego, często łączące się z takimi uskokami, mają niską entalpię i mogą być stosowane w balneoterapii i rekreacji oraz do celów grzewczych (W. Ciężkowski, M. Michniewicz, T. Przylibski). Duże zasoby wód podziemnych w utworach osadowych kenozoiku, kredy i triasu są w zachodniej części Dolnego Śląska słabo wykorzystane (M. Wąsik, H. Marszałek, S. Staško, R. Tarka). Z kolei ogromne zasoby węgla brunatnego w rejonie Legnicy-Ścinawy i parametry geologiczno-górniczne oraz jakościowe węgla dają uzasadnione podstawy do opracowania optymalnych sposobów ich wykorzystania, w tym poprzez gazyfikację jak i biogazyfikację w złożu (A. Stachowiak, J. Nowak, E. Sztromwasser).

*Prof. dr Andrzej Żelaźniewicz
Przewodniczący
Komitetu Organizacyjnego LXXXI Zjazdu PTG*

Spis treści

WYCIECZKA A1

GEOTURYSTYKA: KRAJOWY GEOPARK ŁUK MUŻAKOWA1

Prowadzący: Koźma Jacek

Współpraca: Manfred Kupetz

WYCIECZKA A2

GEOTURYSTYKA: KRAJOWY GEOPARK ŁUK MUŻAKOWA
PROJEKTOWANY REZERWAT GEOLOGICZNY

„KOPALNIA BABINA”7

Prowadzący: Koźma Jacek

WYCIECZKI B1-B2

OPIS STANOWISK.....15

Prowadzący: Janusz Badura, Alina Chrząstek, Andrzej Hałaszcak, Adam Szyrkiewicz

WYCIECZKI C1-C2

KENOZOICZNE SKAŁY WULKANICZNE
ZACHODNIEJ CZĘŚCI DOLNEGO ŚLĄSKA

I WYSTĘPUJĄCE W NICH KSENOLITY PŁASZCZA.....55

Prowadzący: Magdalena Matusiak-Malek, Jacek Puziewicz

Addendum ad universum

KAMIEŃ W ARCHITEKTURZE I SZTUCE: ZABYTKI

WYBRANYCH MIAST ZACHODNIEJ CZĘŚCI NIZINY ŚLĄSKIEJ63

Prowadzący: Ryszard Kryza

WYCIECZKA A1

GEOTURYSTYKA: KRAJOWY GEOPARK ŁUK MUŻAKOWA

Prowadzący: Koźma Jacek¹

Współpraca: Manfred Kupetz²

¹ Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Dolnośląski, Al. Jaworowa 19; PL 53-122 Wrocław

² Stowarzyszenie Geopark Łuk Mużakowa
Förderverein Geopark Muskauer Faltenbogen e. V.
c/o Schulweg 1a, D-03050 Cottbus
Association Geopark Muskau Arch

Jacek.Kozma@pgi.gov.pl; Manfred.Kupetz@t-online.de

Stanowisko 1. Park Głazów Narzutowych w Nochten. Lausitzer Findlingspark Nochten

Objaśniają: Manfred Kupetz i Jacek Koźma

Lokalizacja: ok. 25 km od przejścia granicznego Łęknica-Bad Muskau w pobliżu Nochten i elektrowni Vattenfall w Boxberg, Saksonia Niemcy

Park głazów narzutowych urządzony został w 2003 roku, na wewnętrznym zwałowisku czynnej kopalni odkrywkowej węgla brunatnego Nochten (Vattenfall Mining S.A.). Do jego budowy wykorzystano około 3000 głazów, rozmieszczonych w trzech zróżnicowanych krajobrazowo częściach, o nazywanych: „Ogród Skalny”, Ogród Wrzosowy” i „Mała Skandynawia”. Przez park prowadzi sieć ścieżek z oznaczonym szlakiem zwiedzania o długości ponad 3 km., wzdłuż których ustawiono tablice informacyjne wraz z ławkami, stolikami i altankami.

„Ogród Skalny” stanowiący zasadniczą część parku, urządzony został na zróżnicowanym wysokościowo terenie, w którym dominują głazy narzutowe i obsadzenia roślinne. Dolinki dookoła pasma wzgórz pokryte zostały żwirem. Z miejsc wierzchołkowych roztacza się widok na cały park oraz Góry Łużyckie. W rejonie zbiornika wodnego, znajdującego się u podstawy wzniesień, urządzono ogród z elementami japońskiej sztuki ogrodowej. Obok roślin wodnych dominują tu rododendrony oraz odpowiednio przycinane i ukształtowane drzewa.

W części północnej i wschodniej parku znajduje się „Ogród Wrzosowy” o powierzchni około 1,5 ha, który obsadzony został gatunkami wrzosu i traw, charakteryzujących się kolejnymi okresami kwitnienia. W głębokim obniżeniu urządzone zostało sztuczne bagnisko.

Historię pochodzenia głazów narzutowych i ich petrografię przedstawia „Mała Skandynawia”. W tej części ogrodu o powierzchni około 1 ha, przy użyciu jasnego kwarcowego żwiru, na stoku zwałowiska odwzorowano zarys południowej Skandynawii, wraz z otaczającym ją Bałtykiem i Morzem Północnym. Na sztucznej mapie rozmieszczonych zostało około 90 głazów narzutowych, o składzie petrograficznym odpowiadającym obszarom źródłowym transportu lodowcowego. Na powierzchni głazów obok ich zgładów znajdują się tabliczki z nazwą i wiekiem geologicznym skały. Dodatkowo, dla orientacji w topografii mapy, za pomocą drewnianych palików oznaczono większe

miasta i wyspy. Na przedpolu wzniesienia znajdują się tablice informacyjne na temat epoki lodowcowej, geologii Skandynawii oraz występowania i petrografii gładów narzutowych wydobytych z odkrywki kopalni węgla Nochten.

Stanowisko: 2. Wieża widokowa „Am Schwersen Berg”

Objaśniają: Manfred Kupetz i Jacek Koźma

Lokalizacja: około 5 km na południowy zachód od Weißwasser, około 15 km od przejścia granicznego w Łęknicy.

Wieża widokowa położona jest na północnej krawędzi odkrywki kopalni węgla brunatnego Nochten, należącej do przedsiębiorstwa Vattenfall Europe Mining AG. W jego skład wraz z kopalnią Nochten wchodzi pięć dużych odkrywek kopalnianych, z których dwie znajdują się w Brandenburgii (Cottbus-Nord i Jänschwalde) i trzy w Saksonii (Nochten, Welzow-Süd i Reichwalde). Wieża widokowa jest częścią „Centrum Porozumienia i Ochrony Przyrody Weißwasser” (niem. KNW Weißwasser) do którego należy również budynek z wystawą informującą o kopalni odkrywkowej Nochten i Reichwalde, elektrowni Boxberg i działalności rekultywacyjnej kopalni. Centrum, zostało otwarte 28 kwietnia 2008 r.

Odkrywka Nochten zajmuje powierzchnię ponad 100 km². Pierwsze prace dokumentacyjne złożyła prowadzone były tu od roku 1953, a pierwsze wydobywanie węgla nastąpiło w roku 1973. Eksploatowane są głównie pokłady położone na głębokości około 100 m, należące do II kompleksu łużyckiego (niem. 2. Miozäner Flözkomplex), w tym pokład główny o miąższości od 10 do 13 m. W mniejszym stopniu eksploatowane są również pokłady należące do I kompleksu łużyckiego o miąższości do 3 m., zalegające na głębokości 40 m. Warstwy Mühlrose-Schichten będące odpowiednikiem serii poznańskiej zawierające kompleksy skał ilastych nie są obecnie wydobywane.



Fig. 1. Kopalnia odkrywkowa węgla brunatnego Nochten, Vattenfall Europe Mining AG, Cottbus
– fot. P. Radke, Lausitzer und Mitteldeutsche Braunkohlen-Verwaltungsgesellschaft mbH, Cottbus

Zdejmowanie nadkładu na przedpolu odkrywki odbywa się koparkami kołowymi i łańcuchowymi o wydajności od 5 000 m³/h do ponad 12 000 m³/h, z załadunkiem na most przerzutowy o długości 600 m, znajdujący się nad wyrobiskiem eksploatacyjnym – **Fig. 1**. W ten sposób zwałuje się 120 mln m³ nadkładu rocznie. Wydobywany węgiel, w ilości około 19 mln ton rocznie, transportowany jest przenośnikami do elektrowni Boxberg, która w połowie lat 90-tych była największą w Unii Europejskiej. Obecna moc elektrowni wynosi 1900 MW.

Stanowisko: 3. Sztuczne odsłonięcie rowu wietrzeniowego, przypowierzchniowej części pokładu węgla brunatnego

Objaśniają: Manfred Kupetz i Jacek Koźma

Lokalizacja: około 20 km od przejścia granicznego w Łęknicy, około 3 km na zachód od Dobern, na południe od zbiornika poeksploatacyjnego „Felixsee”

Dominującym elementem ukształtowania terenu w obrębie moreny Łuku Mużakowa są wydłużone, najczęściej prostolinijne obniżenia terenu nazywane giserami lub rowami wietrzeniowymi. Występują one w stropie wychodni pokładu węgla wychylonego w rezultacie deformacji glacictonicznych. Pochodzenie dolin związane jest z wietrzeniem pokładu węgla brunatnego, zachodzącym w granicach strefy aeracji przypowierzchniowej warstwy wodonośnej. Prezentowane stanowisko stanowi sztuczne odsłonięcie geologiczne wykonane w 2004 r, jako punkt dydaktyczny na trasie geologicznej geoparku, **Fig. 2**. Raz do roku ściana odsłonięcia jest czyszczona ręcznie celem jej utrzymania.



Fig 2. Sztuczne odsłonięcie rowu wietrzeniowego (giser), fot. M. Kupetz

W odkrywce widoczna jest stropowa część miocénskiego pokładu węgla brunatnego, koloru głębokiej czerni, o strukturze porównywalnej do „ziemi do kwiatów”. Nad zwietrzałym (zmurszałym) pokładem węgla zalegają osady holocénskie zbudowane z mułków, piasków, żwirów i ilów, które powstały w efekcie ześlizgiwania się utworów występujących na obrzeżu zapadliska i w otoczeniu pokładu węgla – **Fig. 3**. W efekcie sukcesywnego osiadania terenu, w warunkach długotrwałego lub stałego zabagnienia wierzchniej warstwy gleby, w obniżeniu powstały torfy, o niewielkiej miąższości około 0,5 m. Torfowiska w giserach rozwijały od okresu subborealnego – **Fig. 4**.

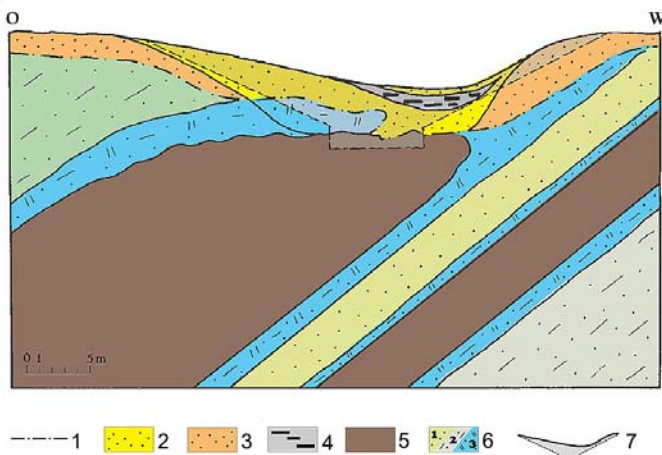


Fig. 3 Budowa geologiczna rowu wietrzyeniowego

1. granica utworów trzecio- i czwartorzędowych
2. osady ześlizgowe: piaski, mułki i żwiry, holocen
3. piaski i żwiry fluwioglacjalne
4. torf, holocen
5. węgiel brunatny pokład Henryk i dolny pokład towarzyszący
6. 1 – piaski, 2 – mułki, 3 – ily, formacja Brieske (seria śląsko-lużycka)
7. kontur sztucznego odsłonięcia

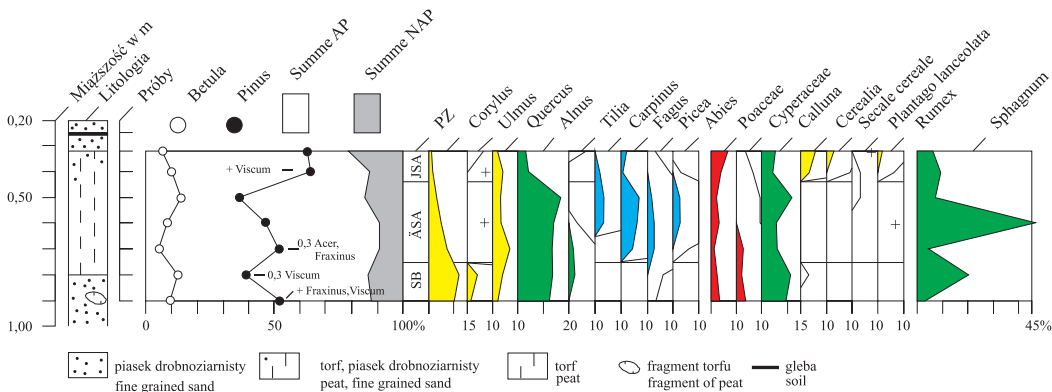


Fig. 4 Diagram palinologiczny torfów. J. Strahl, [W:] Kupetz & Kupetz, 2009

SB – okres subatlantyczny; ÅSA – starszy okres subatlantyczny; JSA – młodszy okres subatlantyczny (Kupetz A. & Kupetz M. (red.) Der Muskauer Faltenbogen. Dr. Fridrich Pfeil, Munchen. 224 pp.)

Stanowisko: 4. Obszar dawnej kopalni węgla brunatnego „Babina”. Zbiornik poeksploatacyjny – łuska „C”.

Objaśniają: Jacek Koźma

Lokalizacja: około 2,5 km na wschód od Łęknicy, na południe od Nowych Czapli, przy drodze do Przewozu

Najbardziej widoczną pozostałością przemysłu górniczego węgla brunatnych w obszarze Łuku Mużakowa są liczne zbiorniki poeksploatacyjne powstałe w miejscu zapadlisk podziemnych wyrobisk górniczych lub wyrobisk odkrywkowych. W polskiej części geoparku zbiorniki grupują się w trzech obszarach: w rejonie Tuplic, na południe od Trzebiela i Kamienicy oraz na południe i wschód od Łęknicy. Różnią się one genezą oraz wiekiem. Najstarsze zbiorniki położone są w rejonie Tuplic, gdzie początki wydobywania węgla sięgają 1864 r., a najmłodsze znajdują się na południu obszaru w rejonie Łęknicy, gdzie eksploatacja odkrywkowa zakończona została w 1974 r. Ich cechą charakterystyczną jest degradacja wód, spowodowana zakwaszeniem, związanym z występowaniem w osadach pirytu (FeS_2), które jest zmienne w zależności od wieku zbiornika i w skrajnych wypadkach posiada wartość $\text{pH} < 3$. (Jędrzejczak, 1992)

Zbiornik poeksploatacyjny – łuska „C”, jest największym zbiornikiem pojezierza antropogenicznego, polskiej części geoparku Łuk Mużakowa. Nazwa „łuska C” związana jest z numeracją górniczą kolejnych pokładów wypiętrzonych glaciektonicznie generalnie w formie łusek, lub w postaci obalonych form antyklinalnych i synklinalnych. Obecnie dla celów turystycznych, zbiornik ten posiada również nazwę „Afryka”, co związane jest z jego charakterystycznym kształtem przypominającym zarys kontynentu. Podobnie znajdujący się w jego zachodniej części bezleśny półwysep – pozostałość zwałowiska nadkładu – nazywany jest „Grzbietem słońca”. Zbiornik związany jest z wyrobiskiem odkrywkowym kopalni „Przyjaźń narodów – szyb Babina”, czynnym od lat pięćdziesiątych do końca lat sześćdziesiątych.

Zbiornik posiada powierzchnię 20,2 ha oraz maksymalną szerokość 430 m i długość 860 m, przy maksymalnej głębokości 24 m, średnio 9,7 m. (Jędrzejczak, 1992). Jego brzegi są zazwyczaj strome. Skarpy posiadają wysokość od kilku do kilkunastu metrów, a ich średnie nachylenie wynosi 45° . Badania gruntu bezpośredniego otoczenia zbiornika, który stanowią piaszczyste i pylaste skały nadkładu z domieszką pyłu węglowego oraz żwirów i glazików skał północnych i glazów kwarcytów trzeciorzędowych, wskazują, że w profilu poprzecznym skarpy obserwuje się zmienność uziarnienia osadów od grubszych do drobnych, ze wzrostem frakcji grubszych u podstawy stoków (Kołodziejczyk, Hudak & Asani, 2007). Związane jest to z zachodzącymi współcześnie procesami erozyjno-sedymentacyjnymi, które rozwijają się w obrębie skarpy zbiornika i w rejonie plaży. Głównym zjawiskiem jest tutaj, splukiwanie powierzchniowe i złobienie osadów w efekcie działania wód opadowych oraz przemieszczanie osadów związane z falowaniem wód zbiornika. Procesy te doprowadziły do powstania wokół zbiornika interesujących formy morfologicznych, które stanowią atrakcję geoturystyczną regionu. Jednocześnie są one czynnikiem silnie niekorzystnym z punktu widzenia rekultywacji terenów pokopalnianych.

W północno-wschodniej skarpie zbiornika, przy drodze prowadzącej z Nowych Czapli do Przewozu, znajduje się odsłonięcie fragmentu II pokładu łużyckiego węgla brunatnego oraz cieńszych pokładów towarzyszących. W miejscu tym widoczne są również ślady tzw. upadowej (nr IC), chodnika biegnącego do położonych na północny-zachód od zbiornika wyrobisk kopalni podziemnej.

Literatura

- Jędrzejczak, A., 1992.** Skład chemiczny wód pojezierza antropogenicznego w Łuku Mużakowskim. Wyd. Wyższej Szkoły Inżynierskiej w Zielonej Górze. Zielona Góra 1992. pp. 139
- Kołodziejczyk, U., Hudak, M., Asani, A., 2007.** Zmienność litologiczna gruntów występujących w obrębie pojezierza antropogenicznego w Łęknicy. Zeszyty Naukowe nr 133, nr 13. Inżynieria Środowiska. Uniwersytet Zielonogórski. p. 237-246

WYCIECZKA A2

GEOTURYSTYKA: KRAJOWY GEOPARK ŁUK MUŻAKOWA. PROJEKTOWANY REZERWAT GEOLOGICZNY „KOPALNIA BABINA”

Prowadzący: Koźma Jacek

Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Dolnośląski, Al. Jaworowa 19; PL 53-122 Wrocław
Jacek.Kozma@pgi.gov.pl

W rejonie na południowy-wschód od Łęknicy i na północny-zachód od Nowych Czapli położony jest obszar pogórnicy związany z działalnością kopalni „Babina”, która była największą kopalnią węgla brunatnego polskiej części Łuku Mużakowa. Jej początki sięgają 1903 r, natomiast wydobycie węgla na skalę przemysłową rozpoczęto w 1921 r. W skład kopalni wchodziła brykietownia i cegielnia. W 1937 r. wydobycie węgla wynosiło 225, 5 tys. Mg, a produkcja brykietów około 70 tys. Mg. (Kasiński & Piwocki, 2003). W okresie powojennym eksploatację węgla brunatnych i niejako „przy okazji” współwystępujących z nimi surowców ceramicznych wznowiono w 1946 r. Od 1953 r. kopalnia „Babina” stała się częścią przedsiębiorstwa górnictwa „Przyjaźń Narodów” i posiadała nazwę KWB „Przyjaźń Narodów – Szyb Babina”, z siedzibą w Łęknicy. Eksploatację węgla prowadzono metodą podziemną i odkrywkową. Kopalnia została zlikwidowana w roku 1973 z uwagi na nierentowność, wynikającą z niekorzystnych warunków geologiczno-górnictwa. Ostatni okres działalności górnictwa w omawianym obszarze związany jest z wydobyciem ilów ogniotrwałych. Wydobycie ilów ogniotrwałych, z kilku niewielkich wyrobisk położonych w rejonie Łęknicy, zakończono z końcem lat 80-tych.

Powierzchnię obszarów pogórnicych w rejonie Łęknicy i Nowych Czapli ocenia się na około 470 ha (Greinert, Drab & Greinert, 2009). Są to tereny o znacznym przekształceniu powierzchni, w którym dominującym elementem krajobrazowym są zbiorniki poeksploatacyjne (wypełnione wodą zapadliska kopalni podziemnych i zalane wyrobiska odkrywkowe) oraz sztuczne nieregularne wzniesienia stanowiące części zwałowisk. W terenie widoczne są dawne drogi transportowe oraz fragmenty urządzeń kopalnianych.

Obszar pokopalniany poddawany był zabiegom rekultywacyjnym, głównie w kierunku leśnym, z wykorzystaniem dwuletnich sadzonek sosny pospolitej. Zabiegi rekultywacyjne prowadzone były na gruntach zwałowisk zbudowanych z utworów mioceńskich, w przewadze stanowiących piaski gliniaste. Osady te charakteryzują się bardzo kwaśnym odczynem i ubogim składem chemicznym, fitotoksycznym dla roślin wyższych. Ze względu na zróżnicowane własności odżywcze gruntów część nasadzeń się nie przyjęła, a powstałe w tych miejscach powierzchnie odkryte, pozbawione roślinności zielnej, uległy procesom erozji wodnej.

Obecnie przekształcony i jedynie częściowo zrekultywowany teren dawnej kopalni „Babina” proponowany jest do objęcia ochroną w formie rezerwatu geologicznego. W jego fragmencie południowym projektowana jest budowa ścieżki geologiczno-turystycznej wraz z urządzonymi miejscami postojowymi, wiatami i punktami widokowymi.

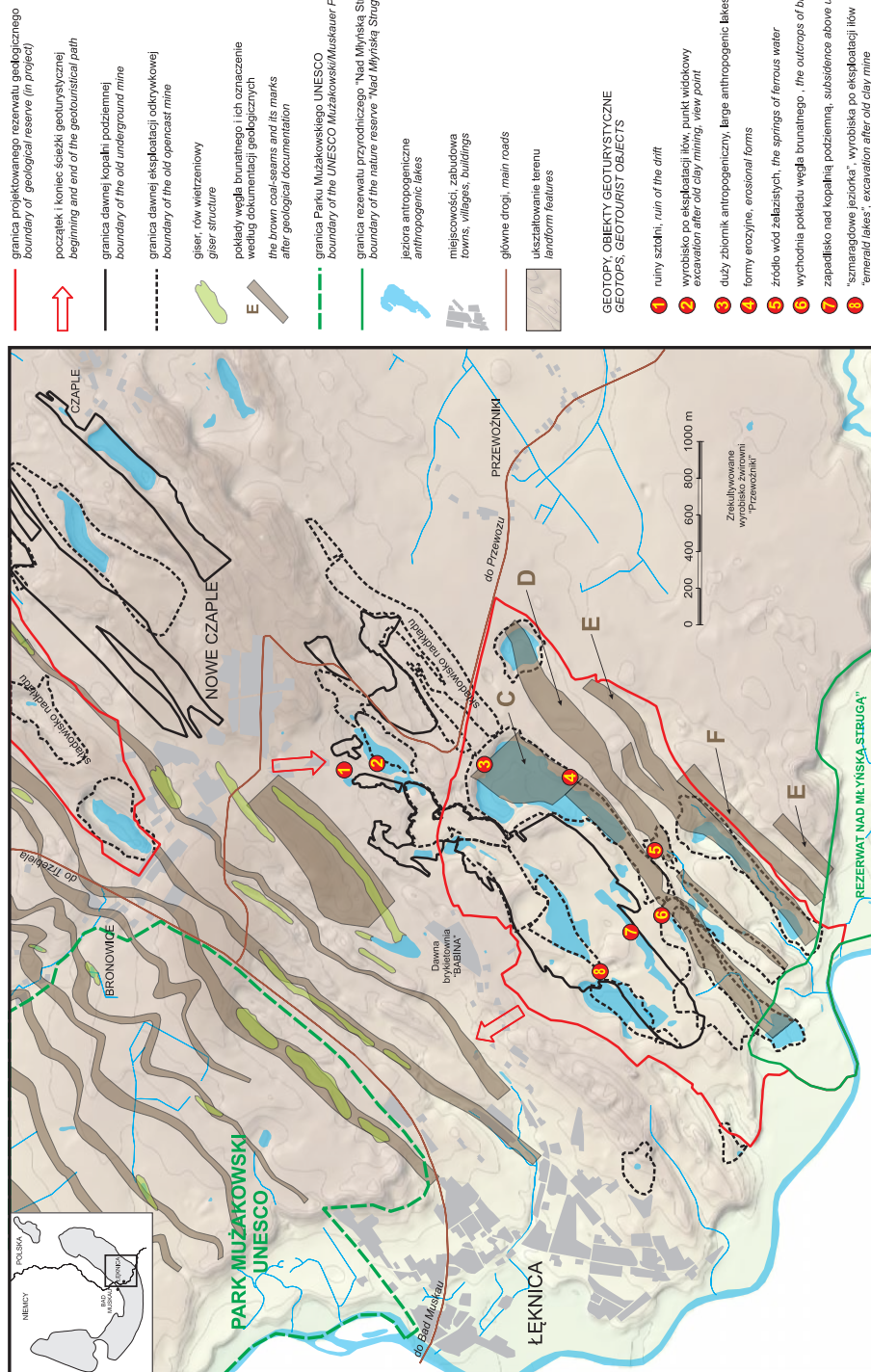


Fig. 1. Projektowany rezerwat geologiczny – „Kopalnia Babina”

- Trasa wycieczki A2 o długości 4 200 m dotyczy wybranych stanowisk geoturystycznych, które będą wchodzić w skład rezerwatu dawnej kopalni Babina – **Fig. 1**. Na jej szlaku znajdują się:
1. fragmenty obudowy upadowej „VIA”, chodnika transportowego do wyrobisk kopalni podziemnej, eksploatowanych w latach 1958 – 1960,
 2. zbiornik poeksploatacyjny w miejscu odkrywkowej eksploatacji węgla i ilów ceramicznych, wyrobisko „B2” czynne w latach 1957-1959, planowany punkt widokowy na północno-zachodniej skarpie wyrobiska,
 3. odsłonięcie fragmentu II pokładu łużyckiego węgla brunatnego eksploatowanego odkrywkowo w latach 60-tych w odkrywce „C”,
 4. formy morfologiczne związane ze splukiwaniem osadów skał nadkładu na krawędzi zbiornika „łuska C” (stanowisko 4, wycieczka A1),
 5. strefa źródliskowa kwaśnych wód z nawarstwieniami minerałów: schwertmannit, geothyt, jarosyt i gips (Rzepa i in., 2007)
 6. wychodnia – bieg pokładu węgla z uskokiem przesuwczym, odsłonięcie cienkiego pokładu towarzyszącego na krawędzi dawnego wyrobiska – **Fig 2**.
 7. zapadlisko nad wyrobiskami kopalni podziemnej, zniszczenia lasu wywołane oddziaływaniem kwaśnych wód,
 8. dawne wyrobiska ilów ceramicznych eksploatowane w latach 30 tych oraz w latach 1949–1953, przykład zbiornika częściowo zrenaturyzowanego.

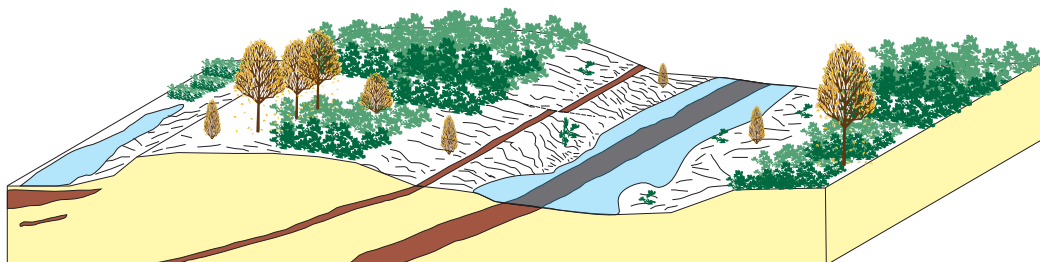


Fig. 2. Diagram wychodni towarzyszącego pokładu węgla – łuska C

LITERATURA

- Greinert, H., Drab, M., Greinert, A., 2009.** Studia nad efektywnością leśnej rekultywacji zwałowisk fitotoksycznie kwaśnych piasków miocenkich po byłej kopalni węgla brunatnego w Łęknicy. Uniwersytet Zielonogórski, Zielona Góra. pp. 171
- Kasiński, J.R., Piwocki, M., 2003.** Dawne górnictwo węgla brunatnego na obszarze polskiej części łuku Mużakowa. [W:] J. Koźma, M. Gawlikowska [eds.]: Konf. Polsko-Niemiecka „Geopark Łuk Mużakowa – transgraniczny obszar ochrony georóżnorodności”, 13-18, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rzepa, G., Bożęcki, P., 2007.** Mineral composition of AMD precipitates in the Łęknica region (the Muskau Arch. Western Poland). *Mineralogia Polonica, Special Papers*, 31: 243-246

81 ZJAZD POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

Żagań 23 – 25.09.2011 r.



Przewodnik wycieczek B1 oraz B2

Redakcja: Janusz Badura, Adam Szyrkiewicz

Prowadzą:
Janusz Badura, Alina Chrząstek, Andrzej Hałuszczak, Adam Szyrkiewicz

Wrocław, wrzesień 2011

Wycieczka B1

24.09.2011 r (sobota)

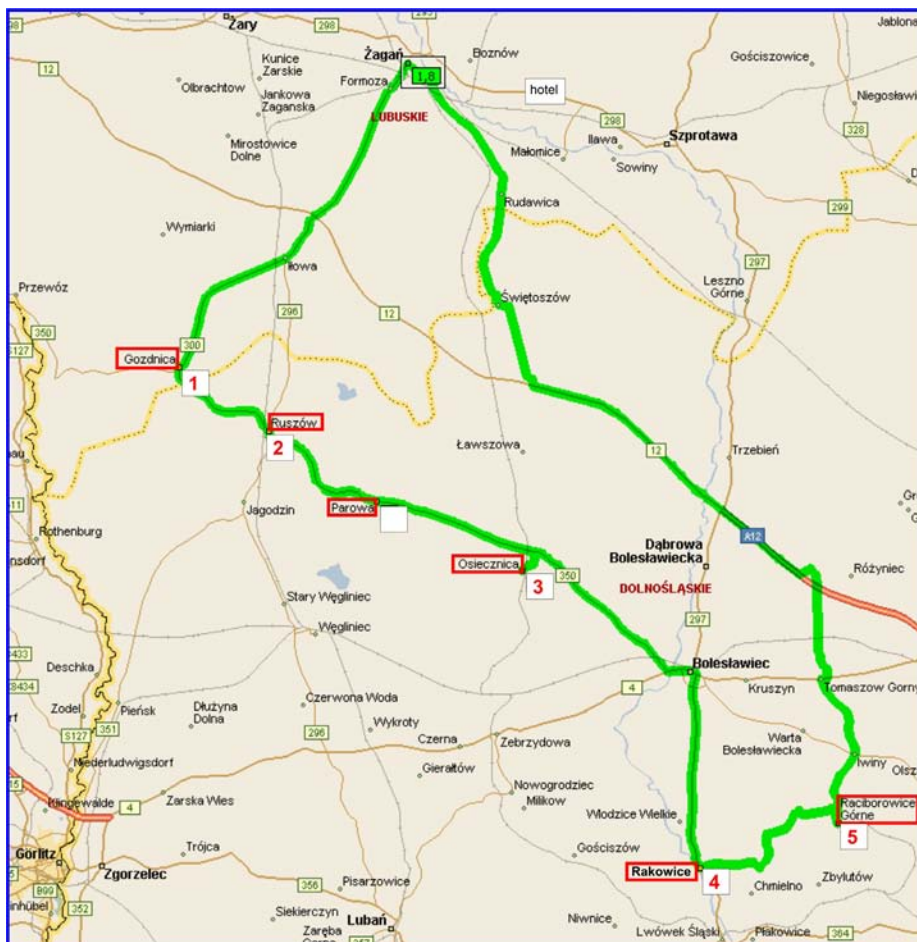


Fig. 1. Trasa wycieczki B1:

Żagań – Gozdnica – Ruszów – Parowa – Osiecznica – Rakowice – Raciborowice Górne - Żagań

- 08:00 - wyjazd z Żagania i przejazd do Gozdnicy,
 08:30 – 10:30 – **stanowisko B1/ 1** – „**Gozdnica**”,
 10:30 – 11:00 – przejazd z Gozdnicy do Ruszowa,
 11:00 – 11:15 – **stanowisko B1/ 2** – „**Ruszów**”,
 11:15 – 11:30 – przejazd z Ruszowa do Parowej,
 11:30 – 12:00 – Parowa, przerwa,
 12:00 – 12:15 - przejazd z Parowej do Osiecznicy,
 12:15 – 13:00 – **stanowisko B1/ 3** – „**Osiecznica**”,
 13:00 – 13:30 – przejazd z Osiecznicy do Rakowic,
 13:30 – 14:30 – **stanowisko B1/ 4** – „**Rakowice**”,
 14:30 – 15:00 – przejazd z Rakowic do Raciborowic Górnych
 15:00 – 18:00 – **stanowisko B1/ 5** – „**Raciborowice**”
 18:00 – 19:00 – przejazd z Raciborowic Górnych do Żagania

Wycieczka B2

25.09.2011 r. (niedziela)

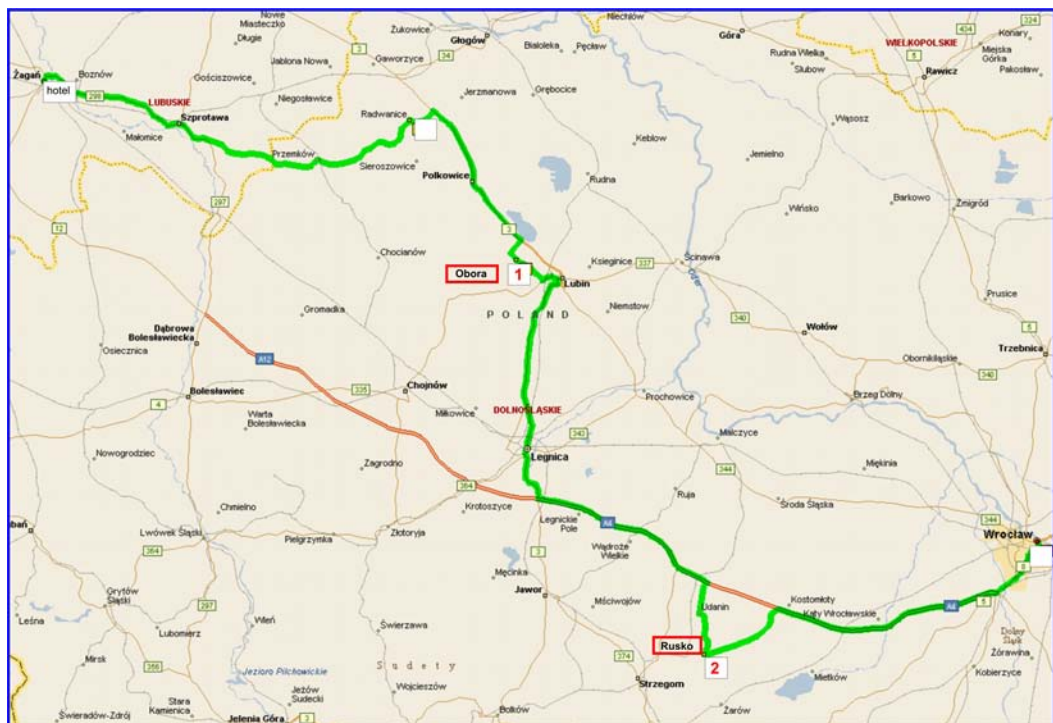


Fig. 2. Trasa wycieczki B2: Żagań – Obora – Rusko – Jaworzyna Śląska - Wrocław

08:00 - wyjazd z Żagania i przejazd do Obory k/Lubina,
 09:00 – 12:00 – stanowisko B2/ 1 – „Obora”. KGHM Polska Miedź,
 12:00 – 13:00 – przejazd z Obory do Ruska k/Jaroszowa,
 13:00 – 15:00 – stanowisko B2/ 2 – „Rusko”. JARO k/Jaroszowa, odkrywka „Stanisław N”,
 15:00 – 17:00 – przejazd z Ruska do Wrocławia.

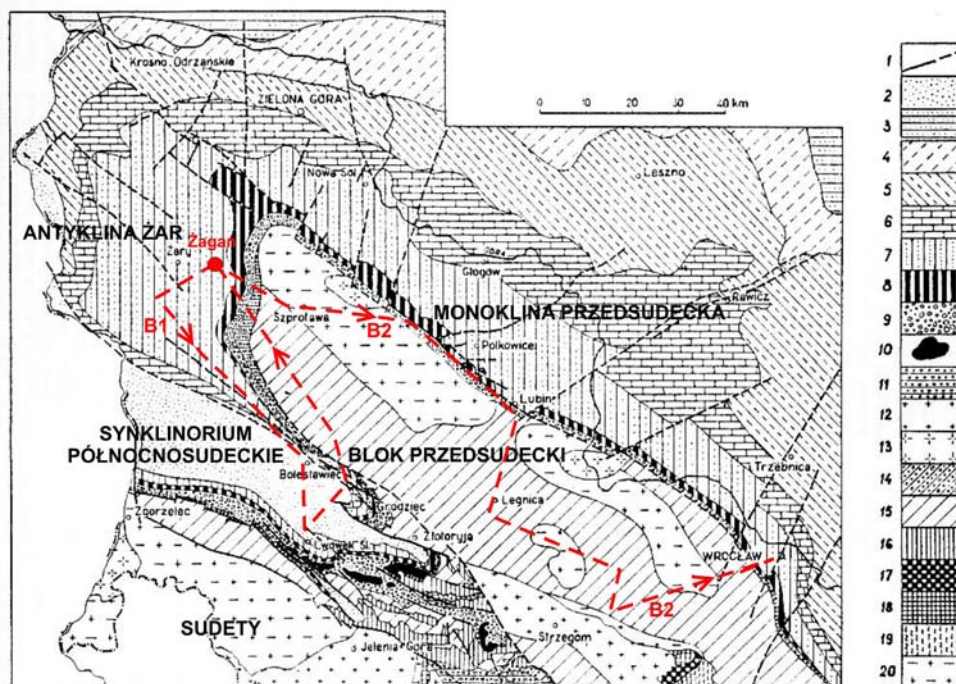


Fig. 3. Trasy wycieczek: B1 oraz B2 na tle geologicznej mapy odkrytej północno – zachodniej części Dolnego Śląska (Oberc, Serkies 1968) Czerwona linia przerywana – schemat przebiegu trasy.

1 – uskoki, 2 – górna kreda, 3 – lias, 4 – retyk, 5 – kajper, 6 – wapień muszlowy, 7 – pstry piaskowiec, 8 – cechsztyn, 8 – dolny perm, 10 – porfiry i melafiry dolnego permu, 11 – karbon, 12 – granity karbońskie, 13 – granodiority z Zawidowa, 14 – górny dewon, 15 – łupki, 16 – zieleńce starszego paleozoiku, 17 – gabra, 18 – amfibolity, 19 – serpentynity, 20 - inne skały proterozoiczne.

OPIS STANOWISK

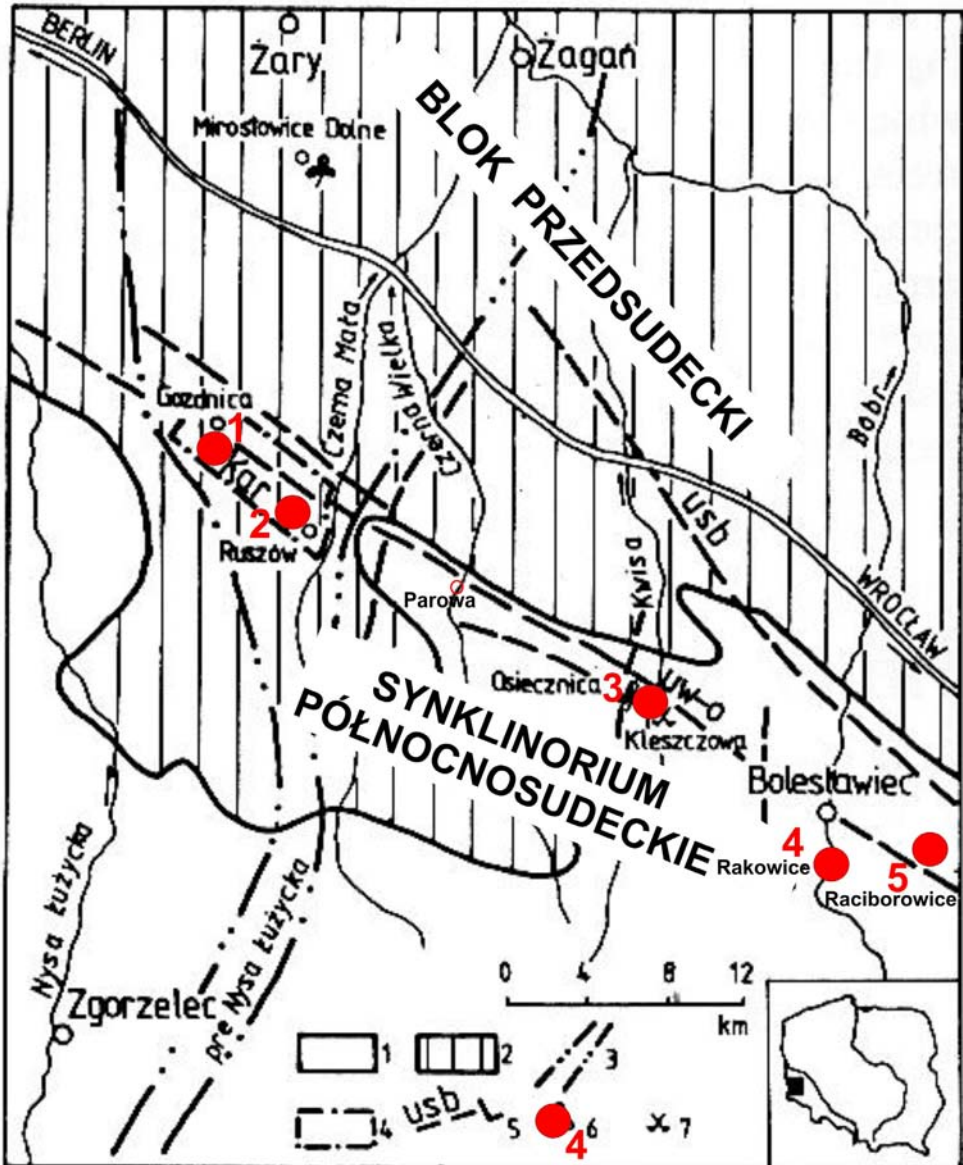


Fig. 4. Stanowiska prezentowane w czasie wycieczki B1. (na tle szkicu geologicznego synklinorium północnosudeckiego Dyjor i in. 1992, 1998)

- 1) skały i utwory starsze od miocenijskich, 2) utwory Fm poznańskiej, 3) zasięg serii (Fm) Gozdznicy, hipotetycznego stożka pre-Nysa Łużyckiej, 4) rejon Gozdznicy i Ruszowa,
- 5) uskoki, aktywne w neogenie: usb = uskoc sudecki brzeżny, uw-o = uskoc Warta – Osiecznica,
- 6) stanowiska: 1 - Gozdznica, 2 - Ruszów, 3 - Osiecznica, 4 - Rakowice, 5 - Raciborowice;
- 7) nieczynne kopalnie kwarcytów Kleszczowa

Stanowisko B1/1: „Gozdnica”

Dyskusja: (seria) Fm poznańska oraz (seria) Fm gozdnicka

Prowadzą: Janusz Badura, Adam Szynekiewicz,

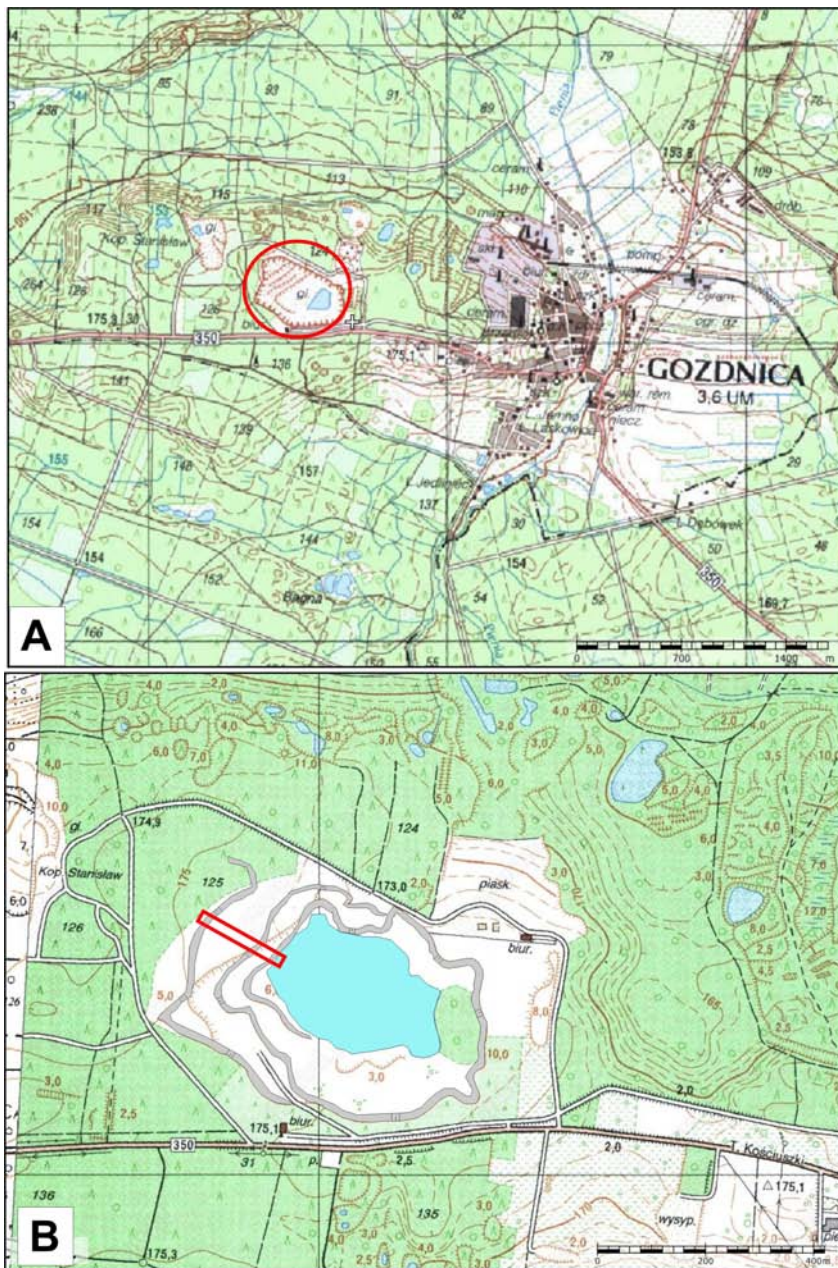


Fig. 5. Stanowisko B1/1 – „Gozdnica”

A – ogólne położenie stanowiska „Gozdnica”; B – profil litostratygiczny



Fig. 6. Stanowisko B1/1 – „Gozdnica”

Ogólny widok odkrywki od strony południowej. Czerwony prostokąt – fragment zbocza zachodniego Fig. 7

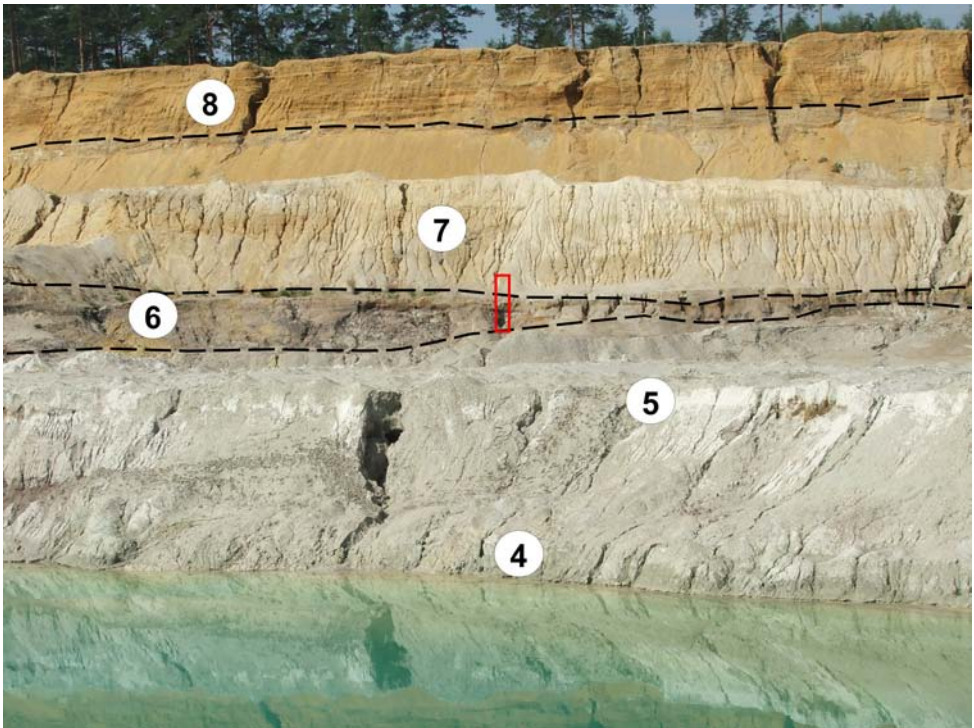


Fig. 7. Stanowisko B1/1 – „Gozdnica”

Zbocze zachodnie: zespoli litologiczne 1, 2, 3 – są pod powierzchnią wody. Fm poznańska: 4 - ily zielone, 5 - kaolinitowe ily niebieskie i białe; Fm Gozdnicy: 6 - ily i mułki z humusem, w stropie lokalnie pnie drzew oraz korzenie, 7 - zespoli skaolinizowanych kwarcowych żwirów i piasków, wkładki ilów kaolinitowych; Plejstocen: 8 - zespoli wieloskładnikowych piasków i żwirów (czerwony prostokąt Fig. 08)

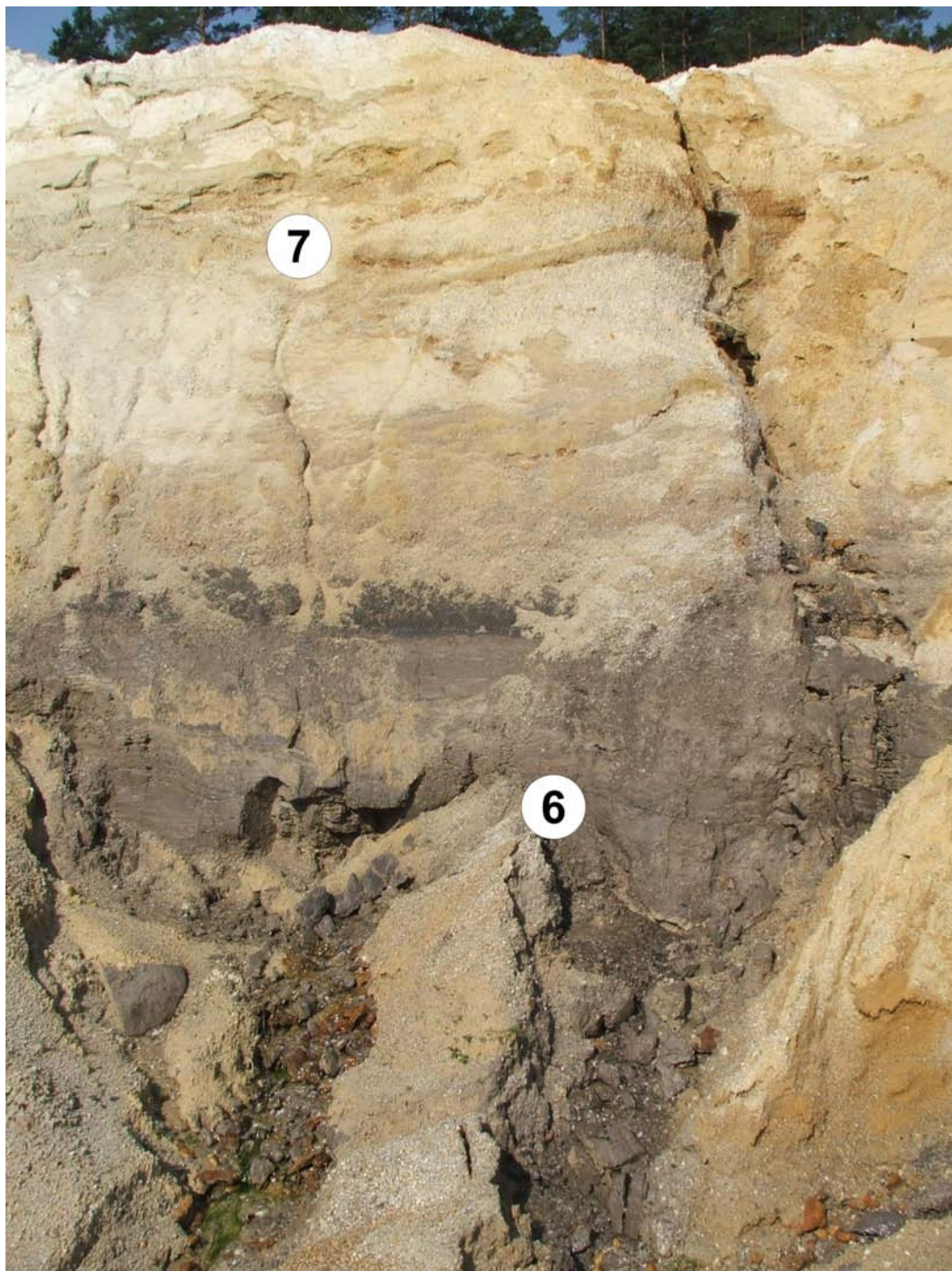


Fig. 8. Stanowisko B1/1 – „Gozdnica”

Zbocze zachodnie: Fm Gozdnicy: 6 – ily i mułki z humusem, w stropie lokalnie pnie drzew oraz korzenie, 7 – zespoły skaolinizowanych kwarcowych żwirów i piasków, wkładki iłow kaolinitowych;

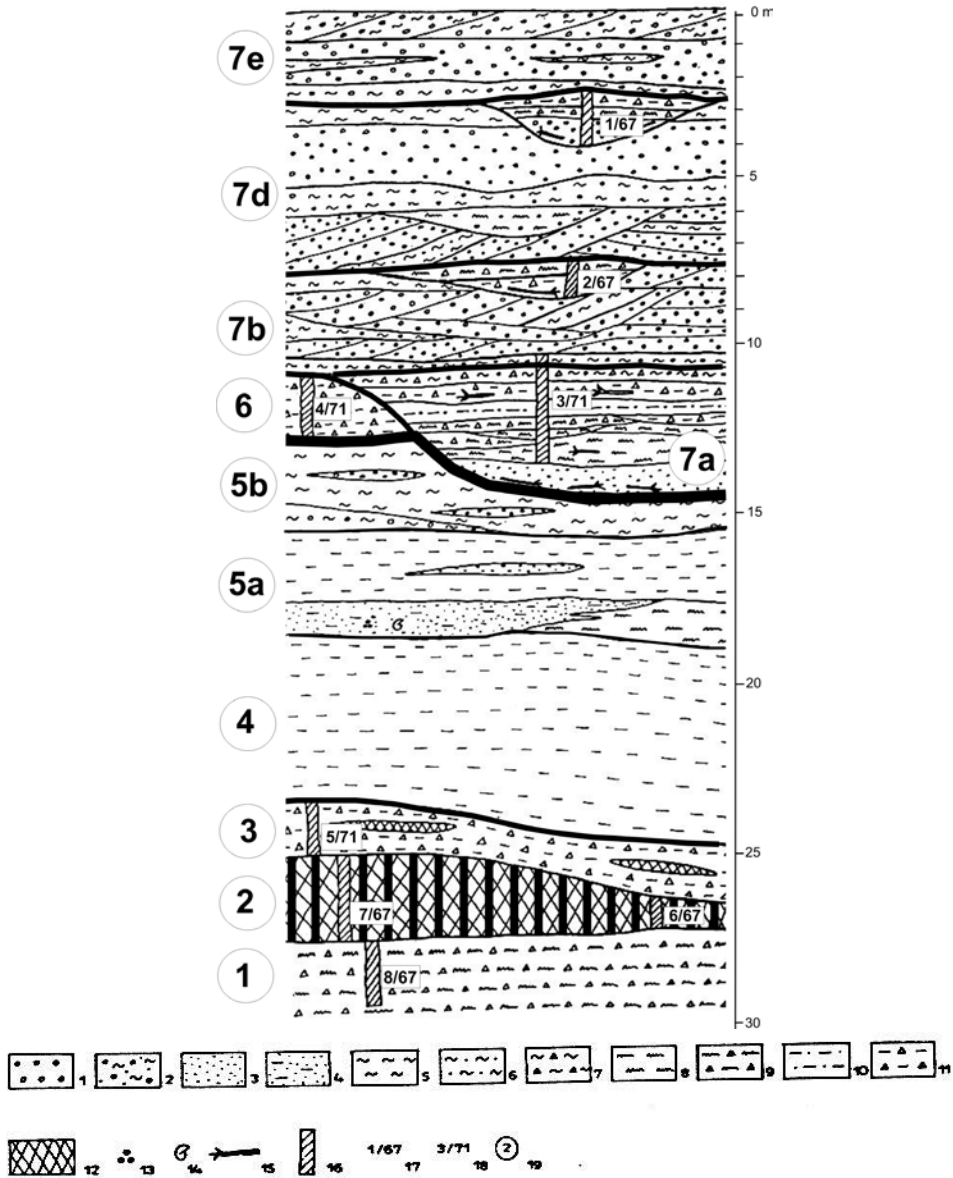


Fig. 9. Stanowisko B1/1 – „Gozdnicza”

Profil litostratigraficzny opracowany przez S. Dyjora (Dyjor *et al.*, 1992, 1998). Zespoły litologiczne:

1) seria Mużakowa, 2) pokład „Henryk”; 3) iły szare 4) iły zielone z glaukonitem serii poznańskiej, 5) iły niebieskie, białe i płomieniste serii poznańskiej, 6) iły z detrytusem roślin węgla; 7) żwiry serii Gozdnicy.

Objaśnienia sygnatur:

1 - żwir, 2 – żwiry z ilem, 3 – piaski, 4 – piaski ilaste, 5 – iły kaolinitowe, 6 – iły kaolinitowe z piaskiem, 7 – iły z detrytusem węgla, 8 – mułki, 9 – mułki z detrytusem węgla, 10 – iły piaszczyste, 11 – iły z detrytusem węgla, 12 – węgle brunatne, 13 – piaski z glaukonitem, 14 – mikrofauna, 15 – korzenie oraz pnie kopalnych drzew, 16 – profile palinologiczne; 17 – profile paleobotniczne badane w 1967 roku, 18 – profile paleobotniczne badane w roku 1971, 19 – zespoły litologiczne.

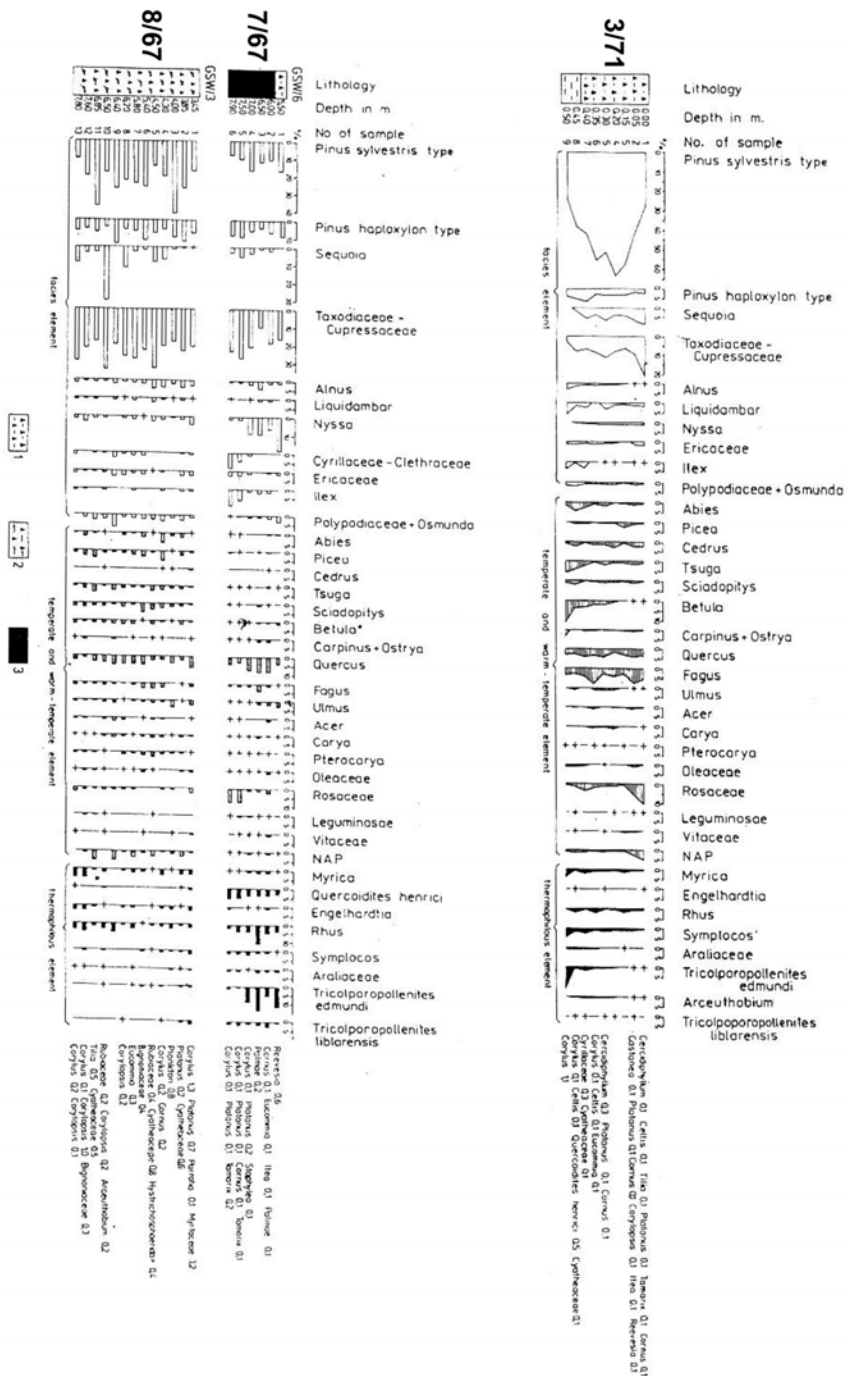


Fig. 10. Stanowisko B1/1 – „Gozdnicza”

Diagramy palinologiczne serii Mużakowa (8/67), pokładu „Henryk” (7/67) oraz serii Gozdnicy (3/71) opracowane przez A. Sadowską (Dyjur et al., 1992, 1998).

1 – ility zawęglone, 2 – mufki zawęglone, 3 – węgle brunatne

Stanowisko B1/1 „Gozdnica” – położone jest ok. 1 km na zachód od zabudowań miejscowości Gozdnica i na północ od drogi krajowej nr 350: Gozdnica - Przewóz (**Fig. 5**). Rozległa odkrywka, o głębokości ok. 30 - 40 m, znajduje się w środkowej części grzbietu wzniesieniu, które posiada kierunek W – E (ok. 5 km) i N – E (ok. 2 km), oraz wysokość ok. 175 m n.p.m. Wzniesienie to ze wszystkich stron otoczone jest plejstoceniowymi, rozległymi dolinnymi obniżeniami, których powierzchnie są na wysokości ok. 150 m n.p.m.

W rejonie Gozdnicy od dawna są eksploatowane ropy niebieskie i białe na potrzeby lokalnych zakładów ceramicznych, głównie: cegielni, wytwórni kamionki i porcelany przemysłowej oraz stolarowej. Wydobywa się tu także piaski oraz żwiry. Z tego powodu w otoczeniu Gozdnicy znajdują się liczne wyrobiska, obecnie albo zarosnięte albo zalane wodą. Jedno z takich większych nieczynnych wyrobisk górniczych, nazywane Kop. „Stanisław” znajduje ok. 300 m na zachód od omawianego stanowiska (**Fig. 5**).

W obrębie omawianego odsłonięcia eksploatacja prowadzona jest w kierunku zachodnim na kilku poziomach górniczych. Najlepsze odsłonięcia do dyskusji zagadnień geologicznych znajdują się na zboczu zachodnim tej odkrywki (**Fig. 5B** oraz **Fig. 6, 7, 8**).

W rejonie odsłonięć stanowiska „Gozdnica” występują utwory neogenu: serii (Fm) Mużakowa, pokład węgla brunatnego „Henryk”, (seria) Fm poznańska, oraz (seria) Fm gozdnicka (Dyjur i in., 1992; Dyjur i in., 1998, Piwocki i in. 2004). Dno odkrywki często zalane jest wodą, przez co nie zawsze jest możliwość obserwacji najniższych warstw występujących w odsłonięciach: utworów (serii) Fm Mużakowa (zespół litologiczny 1 na **Fig. 9**), pokładu węgla brunatnego „Henryk” (zespół litologiczny 2 na **Fig. 9**) oraz zespołu ropy szarych (zespół 3 na **Fig. 9**). Ponad wodą, na skarpach obserwować można ropy zielone (zespół 4 na **Fig. 7** oraz **Fig. 9**), ropy niebieskie i białe (zespół 5 na **Fig. 7** oraz **Fig. 9**), ropy zawęglone ze szczątkami roślin (zespół 6 na **Fig. 7** i **9**), żwiry (serii) Fm gozdnickiej (zespół 7 na **Fig. 7** oraz **Fig. 9**), a także żwiry i piaski plejstoceniowe (8 na **fig. 7**).

Węgły brunatne pokładu „Henryk” formowały się na bagnistych terenach w klimacie ciepłym i wilgotnym podczas środkowego miocenu, (? późny) badenian. Skaolinizowane żwiry kwarcowe (serii) Fm gozdnickiej osadzone były w strefie dystalnej rozległego stożka aluwialnego pre - Nysy Łużyckiej wpadającej do jeziora, (?) zatoki (**Fig. 4** oraz Dyjur i in. 1992, 1998), w kilku cyklach depozycyjnych (**Fig. 9**), podczas późnego miocenu, w okresie pannonianu – pontianu (Dyjur i in. 1992, 1998). Analiza danych paleobotanicznych nie wskazuje na zbyt duże rozbieżności w zespołach florystycznych (serii) Fm Mużakowa, pokładu węgla brunatnego „Henryk” i (serii) Fm gozdnickiej (**Fig. 10**).

Utwory neogenu przykryte są niezgodnie warstwami żwirów (8 na **Fig. 7**), których wiek trudny jest do określenia. Prawdopodobnie żwiry te powstały podczas deglacjacji zlodowacenia środkowopolskiego Odry i są związane z pradoliną wrocławsko – magdeburcko - bremeńską. Wzniesienia, na których są stanowiska „Gozdnica” i „Ruszów” są położone na ostańcu erozyjnym w obrębie pradoliny.

Stanowisko B1/2: „Ruszków”

Dyskusja: flory mioceńskie w Fm Gozdnicy

Prowadzi: Adam Szykiewicz

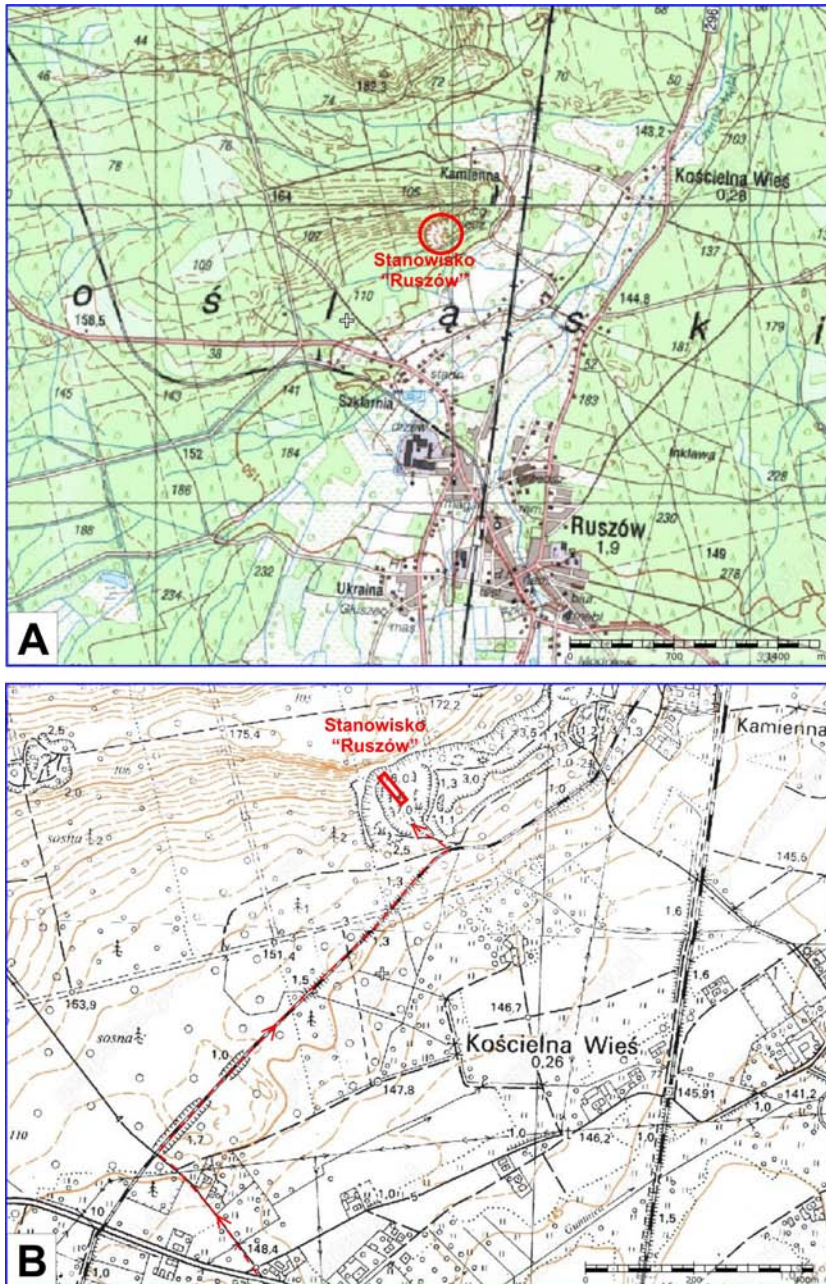


Fig. 11. Stanowisko B1/2 – „Ruszków”

A – ogólne położenie stanowiska „Ruszków”; B – miejsce profilu litostratygraficznego

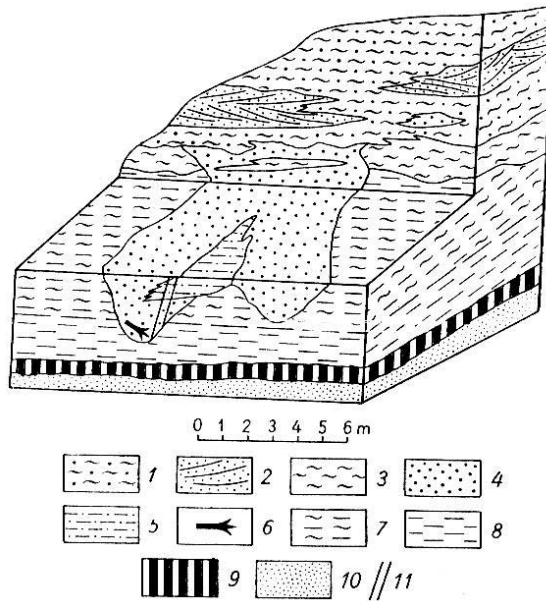


Fig. 12. Stanowisko B1/2 – „Ruszków”

Odkrywka cegielni w Ruszowie. Szkic opracował S. Dyjor (Stachurska i in. 1967)

1 – gliny kaolinowe z domieszką otoczków kwarcu, 2 – żwiry i piaski kwarcowo – skaleniowe, 3 – gliny kaolinowe, 4 – żwiry kwarcowe, 5 – il zapiaszczony z makroszczątkami roślin; 6 – lidyty, 7 – il kaolinowy szary, 8 – ily zielone poznańskie, 9 – węgiel brunatny pokład „Henryk”, 10 – piaski pylaste z lyszczykami serii Muzakowa, 11 – profil paleobotaniczny

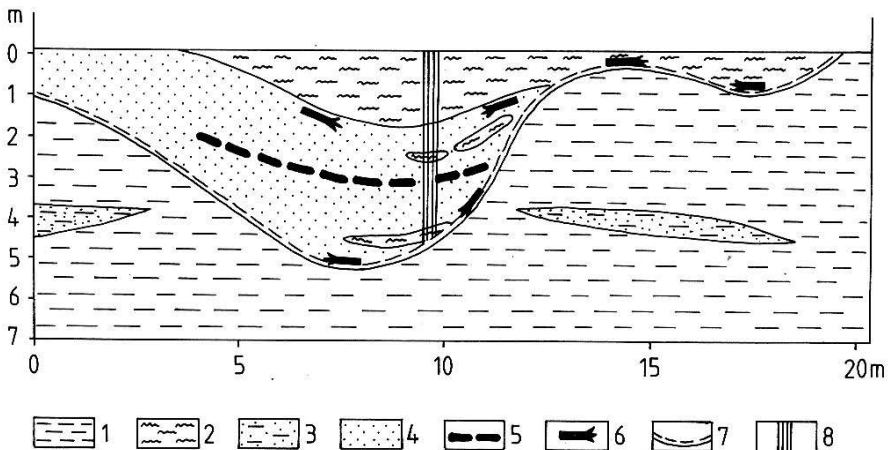


Fig. 13. Stanowisko B1/2 – „Ruszków”

Profil litostratygiczny z odkrywki cegielni w Ruszowie (Dyjor i in. 1998)

1 – zielone i niebieskie ily serii poznańskiej, 2 – ily i mulki piaszczyste zawęglone z licznymi szczątkami roślin, 3 – piaski ilaste, 4 – średnio i drobnoziarniste piaski ilaste, 5 – toczące ilów serii poznańskiej w warstwach piasków serii Gozdnicy, 6 – większe fragmenty karp w utworach serii Gozdnicy, 7 – granica między utworami serii poznańskiej i utworami serii Gozdnicy, 8 – miejsce profilu paleobotanicznego.

Stanowisko B1/2 „Ruszów” – położone jest ok. 2 km na północ od zabudowań miejscowości Ruszów (**Fig. 11A**). Dojeżdżając drogą krajową nr 350 z Gozdnicy do Ruszowa za przejazdem kolejowym nieczynnej linii wąskotorowej należy skręcić w pierwszą drogę gruntową, biegnącą w kierunku północnym i dojechać do wykopów z rozebranymi torami tej kolejki. Wykopem tym, biegnącym przez las, idziemy w kierunku północno-wschodnim do rozległego, starego, zarośniętego wyrobiska. Do lat sześćdziesiątych w odkrywce tej eksploatowane były ility niebieskie i białe dla pobliskiej cegielni „Kamienna”.

Niewielka, zarośnięta odkrywka, znajduje się na południowo-wschodnim zboczu pagórka o kierunku W – E i wysokości ok. 175 m n.p.m. Od południa, wschodu i północy pagórek ten otoczony jest plejstoceńskimi, rozległymi dolinnymi obniżeniami, których powierzchnie są na wysokości ok. 145 m n.p.m. Obniżenie to wykorzystują obecnie niewielkie strumienie, dopływy rzeczki Czarna Mała.

Najlepsze odsłonięcia do dyskusji zagadnień geologicznych znajdują się na zboczu północnym tej odkrywki (**Fig. 11B**).

W rejonie odsłonień stanowiska „Ruszów” występują utwory neogenu: serii (Fm) Mużakowa, pokład węgla brunatnego „Henryk”, (seria) Fm poznańska, oraz (seria) Fm gozdnicka (Dyjor i in., 1992; Dyjor i in., 1998, Piwocki i in. 2004). Dno odkrywki jest zasypane odpadami z tartaku i zarośnięte, przez co obecnie nie jest możliwe obserwowanie najniższych warstw występujących w odsłonięciach: utworów (serii) Fm Mużakowa), pokładu węgla brunatnego „Henryk”, iłów szarych oraz iłów zielonych (**Fig. 12**). Na fragmencie zachowanej i odsłoniętej skarpy północnej można jeszcze obserwować górną część iłów niebieskich i kaolinowych, przykrytych iłami szarymi z bogatą florą liściową oraz dolną część rynien erozyjnych wypełnionych utworami skaolinizowanych żwirów kwarcowych (serii) Fm gozdnickiej, zawierających wkładki detrytusu roślinnego i korzenie drzew kopalnych (**Fig. 13**).

Paleobotanicy uważają, że węgle brunatne pokładu „Henryk” formowały się na bagnistych terenach w klimacie ciepłym i wilgotnym podczas środkowego miocenu (? późny badenian). Skaolinizowane żwiry kwarcowe (serii) Fm gozdnickiej osadzone były w strefie dystalnej rozległego stożka aluwialnego pre - Nysy Łużyckiej wpadającej do jeziora, (?) zatoki (**Fig. 4** oraz Dyjor i in. 1998), podczas późnego miocenu, w okresie pannonianu – pontianu (Dyjor i in. 1998).

Początkowo paleobotanicy określali wiek flory w utworach (serii) Fm gozdnickiej w Ruszowie na późny pliocen (Stachurska *at al.* 1967), później flory te określano jako wczesno - plioceńskie (Hummel 1983, Hummel, Zarzycka, 1985). Jednakże flory z Ruszowa, opisywane przez polskich paleobotaników jako plioceńskie są odpowiednikiem zbiorowisk roślinnych wieku pannońskiego (Stuchlik 1987).

Stanowisko: PAROWA – manufaktury porcelany, fajansu i kamionki

Prowadzą: Janusz Badura, Adam Szykiewicz

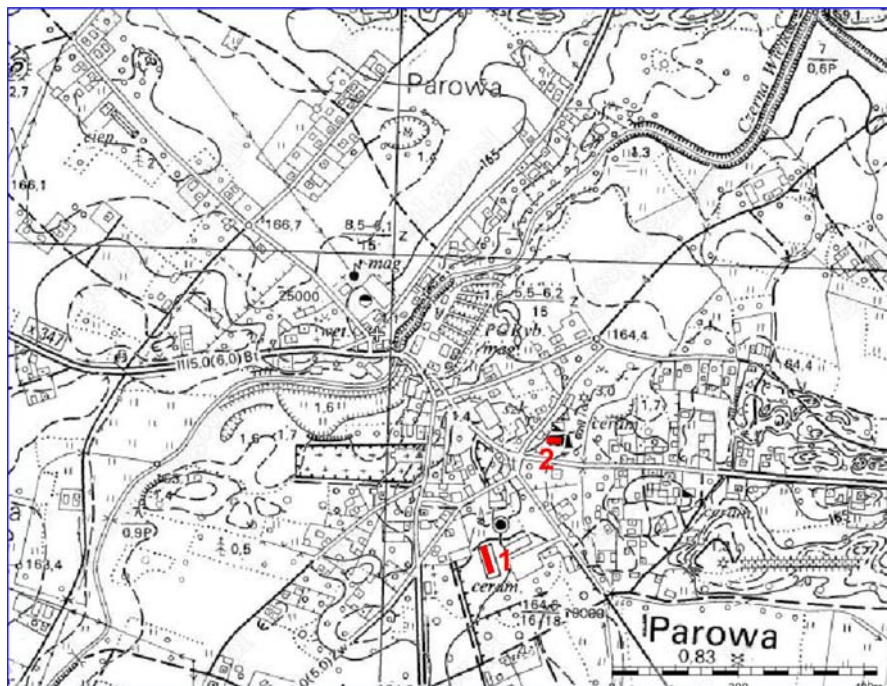


Fig. 15. Parowa - manufaktury ceramiki:

1 – kamionka „MANUFAKTURA”, 2 - ceramika, fajans i kamionka („WIZA”)

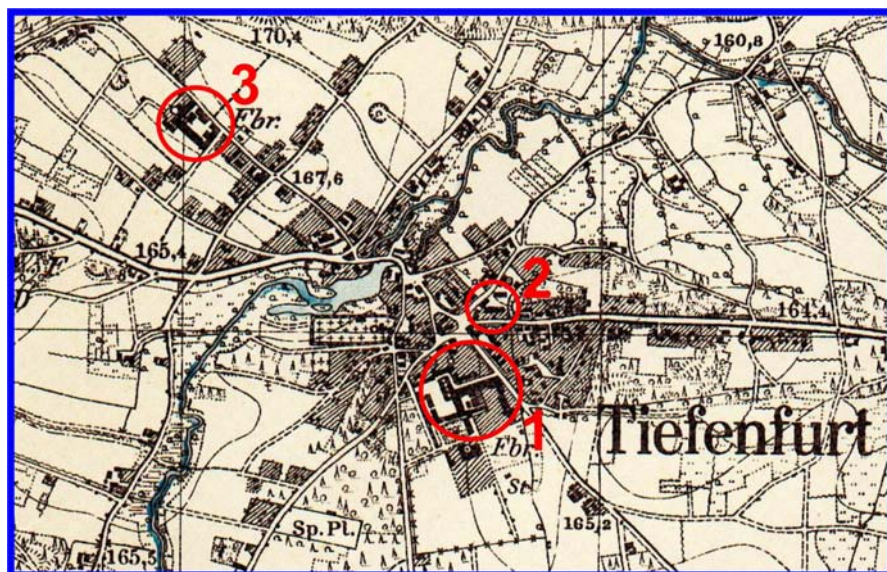


Fig. 16. Parowa Manufaktury porcelany do 1945 roku:

1 – znana jako „Tuppack”, 2 – znana jako „Steinman I”, 3 – znana jako „Steinmann II”



Fig. 12. Parowa – dawna manufaktura porcelany (1), obecnie wytwórnia kamionki – górna część pieca „muflon”



Fig. 13. Parowa – dawna manufaktura porcelany (1), obecnie wytwórnia kamionki – wewnątrz pieca „muflon”

Na trasie Ruszów - Osiecznica, wśród borów dolnośląskich, znajduje się mała miejscowość Parowa (**Fig. 1**). Warto tu zatrzymać się chociaż na chwilę aby zobaczyć manufaktury ceramiki działające od XIX wieku (**Fig. 15**). Budynki dwóch z nich częściowo się zachowały (1 i 2 na **Fig. 15** oraz **Fig. 16**). Do 1945 roku funkcjonowały tu trzy wytwórnie pięknej porcelany stołowej, kamionki i porcelany przemysłowej. Do produkcji wykorzystywały niebieskie i białe ily kaolinitowe, dostarczane także z kopalń w Gozdnicy. Pierwsza fabryka (1 na **Fig. 15** oraz **Fig. 16**), została założona w 1808 roku przez Fridricha Matthisena. Potem, między innymi w latach 1881 – 1909 roku, należała do Paula Donatha, i służyła z wspaniałej malarni porcelany. Malowano tu też na wzór Królewskiej Manufaktury w Miśni porcelanę przywożoną z innych fabryk (zamalowywano znaki fabryk porcelany i przez to trudno określić gdzie była produkowana). Delikatna porcelana stołowa z tej fabryki jest znana jako porcelana sygnowana „Tuppack”, od nazwiska ostatniego jej właściciela. Ostatnio, część jej budynków odbudowano i znajdują się tutaj wytwórnie kamionki. Jest rzadką sposobność oglądania starego, dobrze zachowanego pieca „muflon”, służącego do wypalania ceramiki (**Fig. 12** i **Fig. 14**). Druga wytwórnia porcelany (2 na **Fig. 16** oraz **Fig. 16**), założona w roku 1832, znana jest jako fabryka porcelany „Steinmann I”, od nazwiska jednego z jej właścicieli. Po wojnie część budynków odbudowano i obecnie znajduje się tutaj wytwórnia porcelany, fajansu i kamionki „WIZA”. Porcelana i fajans dekorowane są tutaj w tzw. stylu „bolesławieckim”. Trzecia z manufaktur porcelany, założona w roku 1868 i znana jako „Steinmann II”, została całkowicie zniszczona w ostatnich dniach II wojny światowej.

Stanowisko B1/3: „Osiecznica”

Dyskusja: wczesnoneogeńskie węgle brunatne oraz piaskowce o lepiszczu krzemionkowym („kwarcyty” bolesławieckie)

Prowadzi: Adam Szykiewicz



Fig. 14. Stanowisko B1/3 – „Osiecznica”. Północne stanowiska „Osiecznica” w przelomie Kwisy



Fig. 15. Stanowisko B1/3 – „Osiecznica”

Odsłonięcia utworów neogenu na zachodnim zboczu doliny Kwisy w Osiecznicy

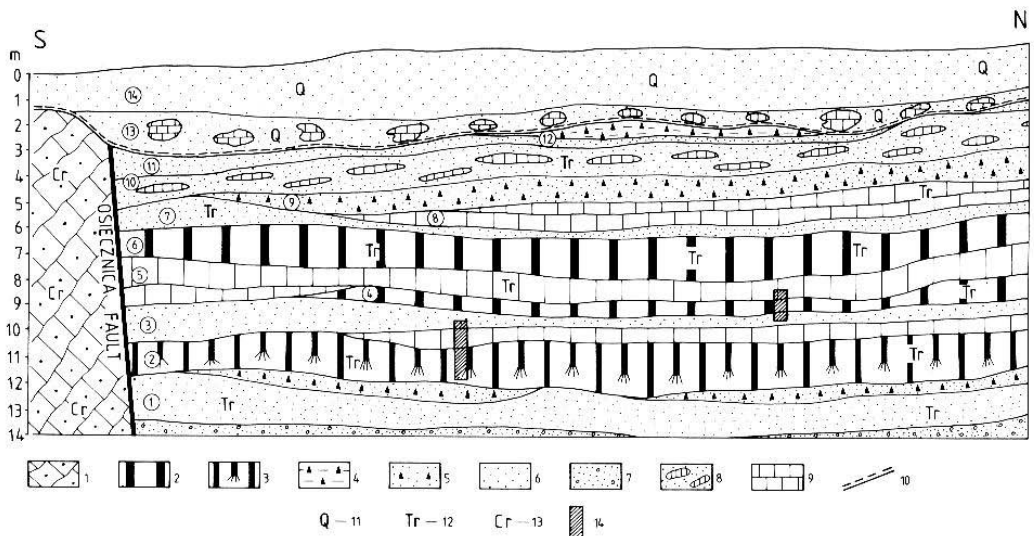


Fig. 16. Stanowisko B1/3 – „Osiecznica”

Przekrój geologiczny przez zachodnie zbocze doliny Kwisy w Osiecznicy (Dyjur, Sadowska, 1998)

1 – piaskowce kredy górnej (turon), 2 – węgle brunatne, 3 – węgle brunatne z korzeniami drzew, 4 – iły piaszczyste zawęglone, 5 – iły zawęglone, 6 – różnoziarniste piaski z węglami, 7 – różnoziarniste piaski ze żwirkiem, 8 – piaski różnoziarniste z blokami „kwarcytów” (piaskowce o lepszemu krzemionkowym), 9 – trzeciorzędowe piaskowce („kwarcyty bolesławieckie”), 10 – granica między utworami neogenu i plejstocenu, 11 – plejstocen, 12 – neogen, 13 – kreda, 14 – profile palinologiczne: Osiecznica I oraz Osiecznica II)

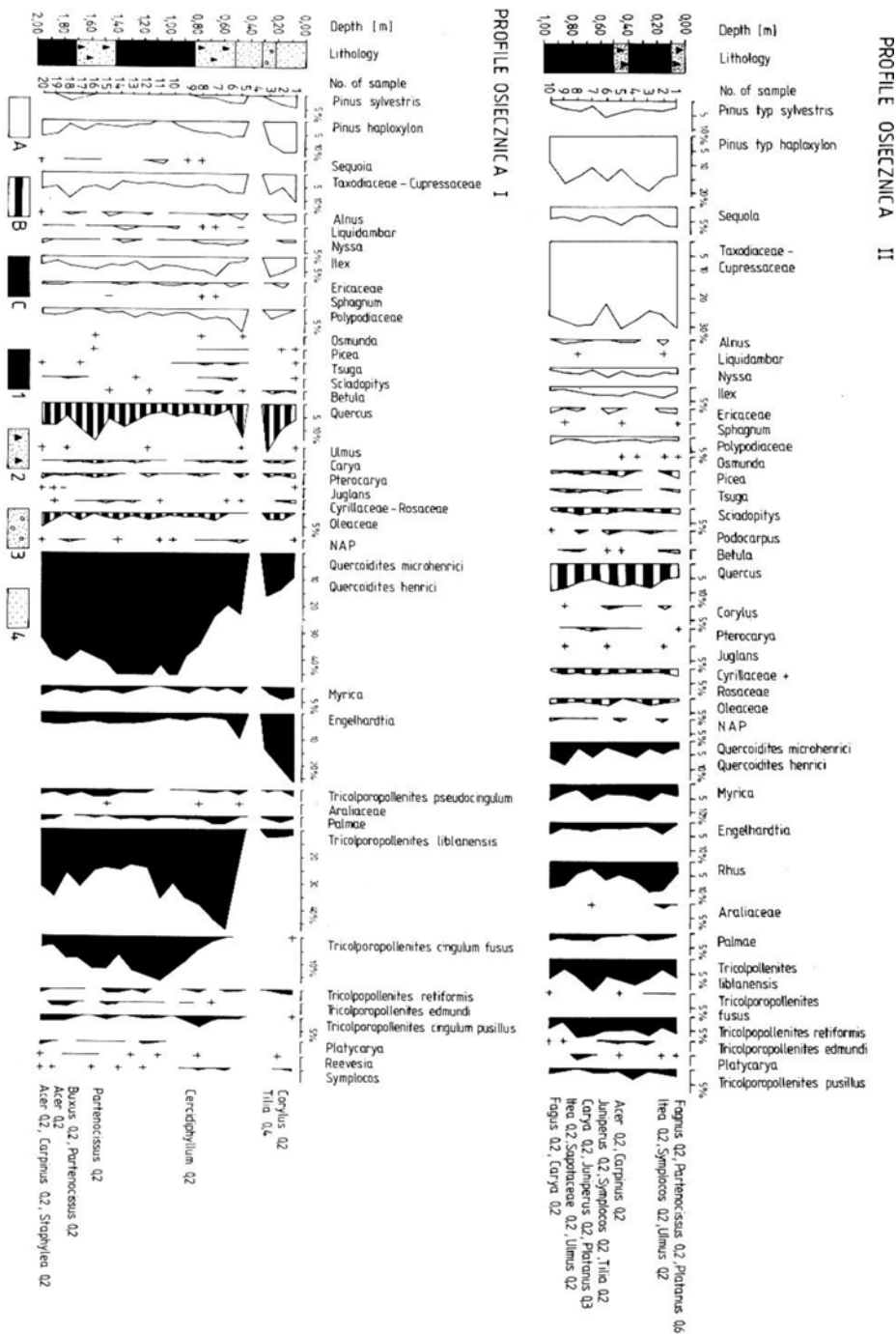


Fig. 17. Stanowisko B1/3 – „Osiecznica”

Diagramy pyłkowe profili ze skarpy doliny Kwisy Ruszowie (Dyjur, Sadowska, 1998)

A – rośliny bez znaczenia stratygraficznego, B – rośliny ciepłych klimatów, C – rośliny termofilne

1 – węgle brunatne, 2 – piaski zawężłone, 3 – piaski ze żwirami, 4 – piaski

Neogeńskie piaskowce o lepischu krzemionkowym („kwarcyty” bolesławieckie)

Fig. 18. Stanowisko B1/ 3
 – „Osiecznica”
 Mapa występowania
 trzeciorzędowych „kwarcytów”
 w rejonie Bolesławca
 (wg Podstolskiego 1973).
 1 – rozpoznane złoża „kwarcytów”,
 2 – obszar występowania „kwarcytów”

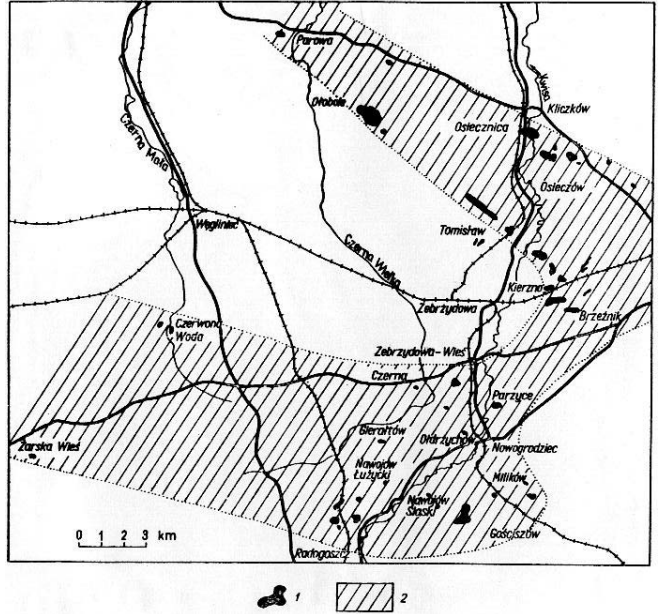
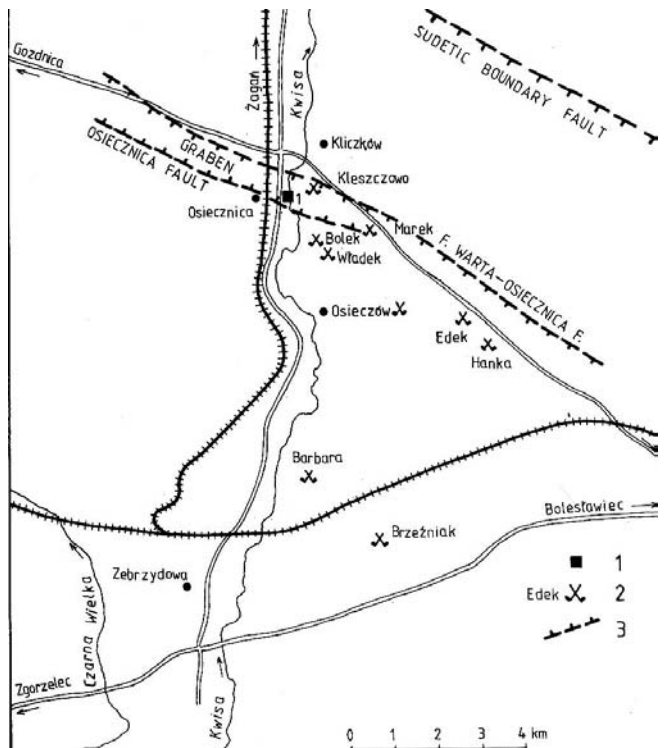


Fig. 19. Stanowisko B1/ 3
 – „Osiecznica”
 Położenie odsłonięcia utworów
 neogenu na zachodnim zboczu doliny
 Kwisy w Osiecznicy.
 1 – odsłonięcie utworów neogenu,
 2 – nieczynne odkrywki kopalń
 kwarcytów, 3 - uskoki



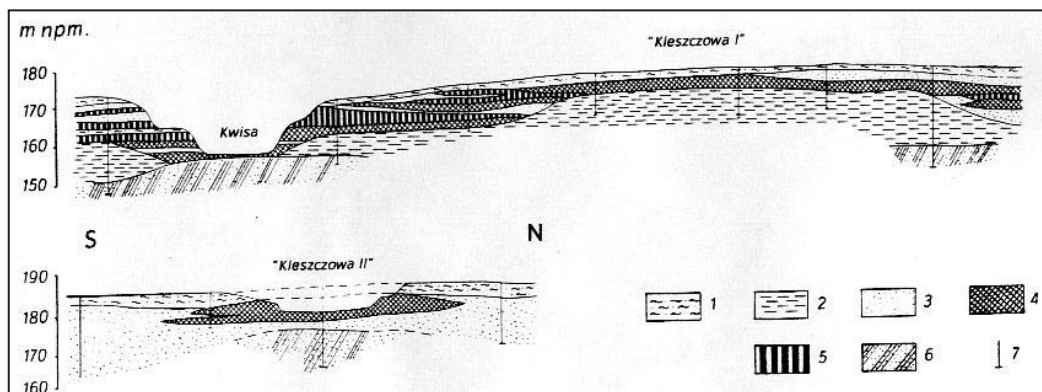


Fig. 20. Stanowisko B1/3 – „Osiecznica”

Przekroje geologiczne przez złoża „kwarcytów” trzeciorzędowych: „Kleszczowa I” oraz „Kleszczowa II” w rejonie Bolesławca (wg Podstolskiego 1973)

Plejstocen: 1 – piaski, żwiry, gliny. Neogen: 2 – iły szare, 3 – piaski kwarcowe, 4 – „kwarcyty”, 5 – węgle brunatne. Kreda (koniak): 6 – piaski i piaskowce; 7 – wiercenia

Stanowisko B1/3 – „Osiecznica”. Z drogi krajowej Nr 350: Gozdnicza – Bolesławiec w miejscowości Osiecznica, przed mostem na rzece Kwisa, skręcamy ku południowi i jedziemy przez miejscowość Osiecznica prawie do ostatnich jej zabudowań, gdzie droga zbliża się do krawędzi skarpy doliny (**Fig. 14**). Ścieżką schodzimy w dół po zboczu, aż do rzeki. W dolnej części skarpy odsłaniają się piaskowce o lepszemu krzemionkowym (tzw. „kwarcyty” bolesławiecki), występujące w piaskach kwarcowych, a pod nimi są dwie lub trzy warstwy węgla brunatnych lub węgla z koreniami (**Fig. 15** oraz **Fig. 16** i **17**). Wiek starszych węgla brunatnych (odsłonięte tuż przy korycie rzeki), określany jest na oligocen lub przełom oligocenu i wczesnego miocenu, natomiast wiek węgla znajdujących się wyżej w profilu określany jest na wczesny miocen (Raniecka-Bobrowska 1962, 1965; Dyjor, Sadowska 1998).

Interesujące są tu też wystąpienia piaskowców o lepszemu krzemionkowym, określane czasami jako „kwarcyty” bolesławieckie (**Fig. 18, 20**). W rejonie Bolesławca występują one przeważnie w obrębie drobnoziarnistych piasków kwarcowych pod warstwami węgla brunatnego. Nie są to horyzonty ciągłe, ale występujące na dużych powierzchniach (patrz: Podstolski 1967). Były eksploatowane w wielu miejscach (**Fig. 19**). Najwyżej występujący poziom tych skał musiał również tworzyć się pod utworami humusowymi, z których powstały później węgle brunatne. warstwami węgla brunatne. Jednak w tym regionie, późniejsze (? plejstoceńskie) procesy erozyjne musiały doprowadzić do zniszczenia młodszych pokładów węgla.

Stanowisko B1/4: „Rakowice”

Dyskusja: kopalne pnie drzew w utworach tarasowych doliny Bobru

Prowadzi: Adam Szykiewicz



Fig. 21. Stanowisko B1/4 – „Rakowice”. Położenie stanowiska...

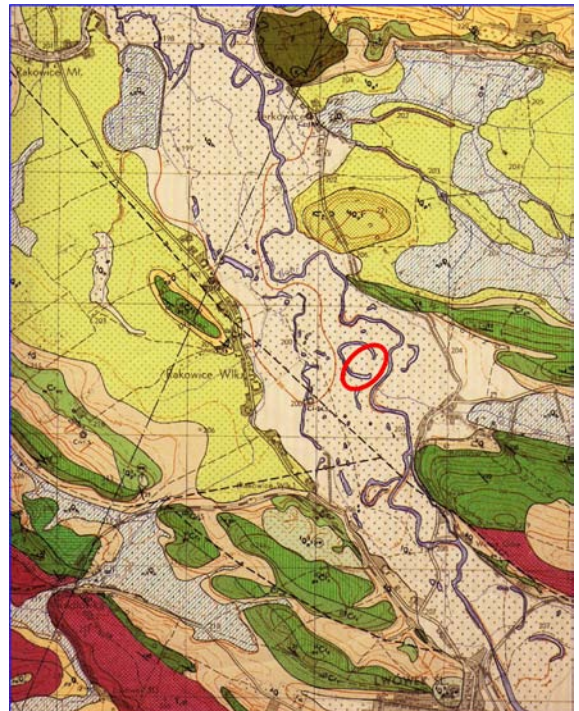


Fig. 22. Stanowisko B1/4 – „Rakowice” . Położenie stanowiska z kopalnymi pniami drzew w dolinie Bobru.

Wycinek Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Lwówek Śląski (Milewicz 1956/1959).



Fig. 23. Stanowisko B1/4 – „Rakowice”. Stanowisko „Rakowice” – kopalne pnie drzew w dolinie Bobru



Fig. 24. Stanowisko B1/4 – „Rakowice”. Kopalne pnie drzew w dolinie Bobru

Stanowisko B1/4 – „Rakowice” położone jest w dolinie rzeki Bóbr, na północ od Lwówka Śląskiego. Dolina rzeki Bóbr ma tu zmienną szerokość: od 500 m w miejscu przelomowym na północ od Lwówka Śląskiego, do 1500 m w rejonie miejscowości Rakowice Wielkie i Rakowice Małe (**Fig. 21, 22**). W dolinie są liczne starorzecza oraz zalane wodą wyrobiska powstałe po eksploatacji piasku i żwiru.

Omawiany obszar znajduje przy południowym skrzydle geologicznej jednostki strukturalnej, która nazywana jest synklinorium północnosudeckim (dawniej: niecką lub depresją północnosudecką). Lokalnie, na powierzchni, wylaniają się tu utwory górnej kredy, które na tym obszarze występują powszechnie pod pokrywą utworów kenozoicznych (Sawicki 1995). Ze Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000, ark. Lwówek Śląski (**Fig. 22**) wynika, że w dolinie rzeki Bóbr, na północ od Lwówka Śląskiego, występują utwory żwirowe (oznaczone na mapie fQh), których miąższość określana jest na ok. 5,0 m (Milewicz 1956/1959). Na wschód od doliny rzeki Bóbr występują wzniesienia (osie W–E), zbudowane z piaskowców wieku kredowego. Po południowo – zachodniej stronie doliny rzeki Bóbr także występują wzniesienia zbudowane z piaskowców wieku kredowego (osie NW–SE), przykryte utworami deluwialnym (dQ). Pod doliną rzeki Bóbr w rejonie Rakowic Wielkich i złoża żwiru „Rakowice” jest zaznaczana strefa uskokowa, o kierunku NW–SE.

Z kart otworów wiertniczych (Dokumentacja Geologiczna Złoża Żwiru i Piasku „Rakowice”) wynika, że w rejonie badań, w dolinie rzeki Bóbr, pod glebą współczesną występują utwory określone jako pyły brunatne lub gliny brązowo – żółte i brązowo szare. Utwory te sięgają do głębokości 0,8 – 4,2 m. Poniżej, do głębokości 15,0 – 19,0 m od powierzchni, występują tu żwiry lub piaski ze żwirami, których wiek określa się jako czwartorzędowy (Q). Spąg ich nie jest równy. Żwiry te przeważnie leżą na ilach szaro-żółtych, których wiek określa się jako trzeciorzęd. Spąg złoża wyznaczają utwory neogeńskie (serii) Fm poznańskiej, reprezentowanych przez ily pstre lub utwory kredowe, reprezentowane przez drobnoziarniste piaskowce. Rzeźba podłoża złoża żwirów wykazuje głębokie wcięcia. W części środkowej strop podłoża podnosi się i jest na głębokości 5 – 6 metrów od powierzchni terenu.

W rejonie stanowiska „Rakowice” w wyniku prac górniczych usunięte zostały brunatne pyły oraz gliny brązowo-żółte i brązowo-szare, sięgające do głębokości 0,8 – 4,2 m, a miejscami do 5,6 m od naturalnej powierzchni terenu (**Fig. 23, 24**). Złoże tworzą czwartorzędowe utwory żwirowo-piaszczyste doliny Bobru. Miąższość złoża żwirów i piasków waha się od 3 do 30 m, lecz przeważnie wynosi od 15 do 25 m. Złoże w tym miejscu jest dwudzielne. W górnej części (do głębokości ok. 5 m) występują utwory żwirowo-piaszczyste wypełniające liczne koryta o zmieniających się kierunkach. W obrębie tych koryt występują liczne pnie kopalnych drzew (najczęściej dęby). Depozycja dębów, w niektórych korytach, miała miejsce między w latach 257 – 388 A.D. (rękopis Scharf A., 2011 - 14C AMS Labor. Erlangen; Erl-162661: 1712 ± 45 y. B.P).

Aktualnie eksploatacja złoża żwiru i piasku „Rakowice” w dolinie rzeki Bóbr odbywa się w kierunku południowym, na wschód od miejscowości Rakowice Wielkie i na zachód od opuszczonego w roku 1997 koryta rzeki Bóbr (rzeka przepływa obecnie przez wyrobiska). Podczas eksploatacji koparka natrafia niespodziewanie na pnie drzew, występujące w złożu żwirów, co bardzo utrudnia ruch kopalni.

Stanowisko B1/5: „Raciborowice”

Dyskusja: dolny wapień muszlowy (środkowy trias) w Raciborowicach Górnych
Prowadzi: Alina Chrząstek

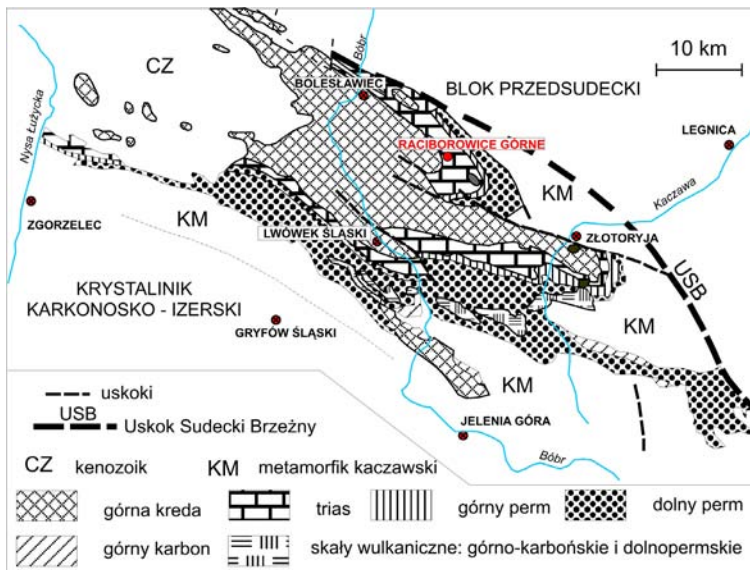


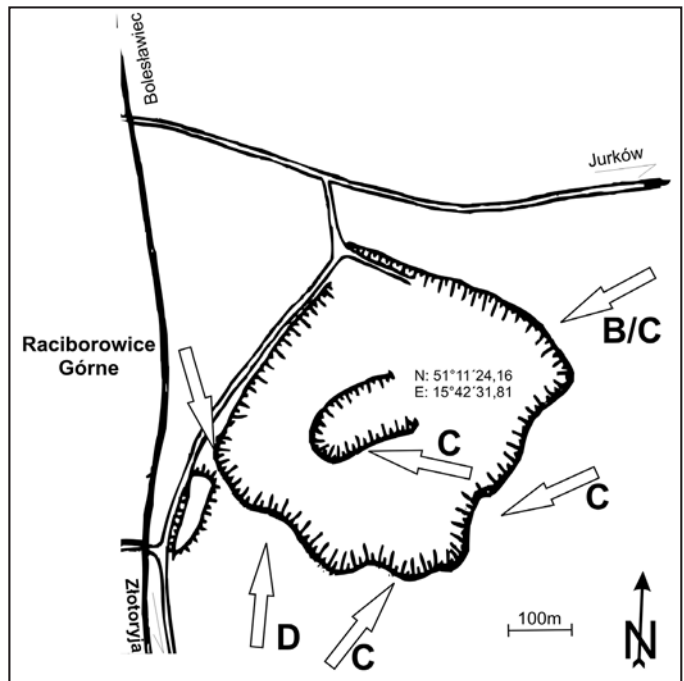
Fig. 25. Stanowisko Raciborowice Górne na tle mapy geologicznej synklinorium północnosudeckiego (Sawicki, Teisseyre, 1978)



Fig. 26. Stanowisko B1/5 – „Raciborowice”. Położenie stanowiska „Raciborowice”

Fig. 27. Stanowisko B1/5 – „Raciborowice”. Raciborowice Górne, kamieniołom.

Odsłonięcia dolnego wapienia muszlowego. B, C, D, E – warstwy (objaśnienia tekst i na Fig. 27)



Stanowisko B1/5 – „Raciborowice” położone jest w kamieniołomie w miejscowości Raciborowice Górne (Fig. 25), w kamieniołomie znajdującym się na południe od drogi z Raciborowic Górnych do Jurkowa (Fig. 26, 27).

Występują tu profile utworów środkowego triasu synkliny Grodzca (synklinorium północno-sudeckie). Coraz młodsze warstwy dolnego wapienia muszlowego Fm z Raciborowic (Milewicz 1997), obserwować można na skarpach: NE, E i S (warstwy: B – E na Fig. 27 i 28; Chrząstek 2002).

Najstarsza część profilu dolnego wapienia muszlowego (o miąższości około 15 m), znajduje się na skarpie NE (warstwy B, Fig. 27 i 29). Są to gruboławicowe wapienie organodetrytyczne, organodetrytyczne z intraklastami, dolomityczne (żółto-pomarańczowe wapienie komórkowe) z wkładkami cienkoławicowych wapieni płytowych, wapieni marglistych oraz margli.

W ich sągu występują cienkoławicowe wapienie płytowe (o miąższości około 2 m), z wkładkami margli, bardzo ubogie w skamieniałości. Współcześnie przykryte są zwietrzeliną. Na nich leżą gruboławicowe wapienie organodetrytyczne bogate w szczątki kręgowców, przede wszystkim gadów (*Nothosaurus* cf. *mirabilis*) oraz liliowce (*Dadocrinus* sp., *Holocrinus acutangulus*), a także małże (*Entolium discites*, *Pleuronectites* cf. *laevigatus*), ślimaki oraz otwornice (Hagdorn & Gluchowski 1993; Chrząstek & Niedźwiedzki 1998; Chrząstek 2002, 2008b, w druku). Występują w nich także koprolity. Miąższość tych wapieni wynosi około 5,5 m. Gluchowski & Salamon (2005) uważają, że ławica ta stanowi ekwiwalent ławicy krynoidowej Assmana (1944) i tym samym wyznacza granicę pomiędzy retem (górnym pstry piaskowiec), a dolnym wapieniem muszlowym. Autorka zaliczyła najniższą część warstw B do dolnego wapienia muszlowego (Chrząstek 2002), natomiast Szulc (1991) prawie całe warstwy B (warstwy A w jego podziale) zalicza do retu.

Powyżej, w profilu odsłaniają się cienkoławicowe wapienie płytowe z przelawiczeniami margli, gruboławicowe wapienie organodetrytyczne i organodetrytyczne z intraklastami oraz żółto-pomarańczowe, dolomityczne wapienie komórkowe (0,4 m), które stanowią wyraźny poziom korelacyjny.

Zawierają one jedynie fragmenty łusek ryb. W wapieniach tych spotykane są pseudomorfozy kalcytu po gipsie, świadczące o sedymentacji w bardzo płytkim środowisku, typu sabkha.

W najwyższej części warstw B pojawiają się wapienie organodetrytyczne bogate w małże *Myophoria vulgaris*, *Gervilleia* oraz kości i zęby kręgowców, a także koprolity.

W warstwach B występują także skamieniałości śladowe. Najliczniej reprezentowane jest *Rhizocorallium jense*. Rzadziej spotykany jest *Pholeus* isp., *Planolites* isp., *Palaeophycus* isp., *Lockeia* isp., *Protovirgularia* isp. (Szulc 2000; Chrząstek 2007, 2008a,b).

Wyżej w profilu występują warstwy C, które są odsłonięte, zarówno na dolnym jak i na górnym poziomie kamieniołomu w Raciborowicach Górnych. Widoczne są na ścianach NE, E i S. Miąższość ich, możliwa do prześledzenia, wynosi około 50 m (warstwy te są zafałdowane, występują uskoki). O młodopalpejskiej tektonice (inwersyjnych fałdach i uskokiach) w kamieniołomie w Raciborowicach Górnych wspominali ostatnio: Cymerman (1998) i Solecki (2008).

Warstwy C wykształcone są jako cienkoławicowe wapienie płytowe, faliste i gruzłowe oraz margle i wapienie margliste. Zawierają liczne przeławicenia gruboławicowych wapieni organodetrytycznych i organodetrytycznych z intraklastami, w których spotykane są liczne skamieniałości. W warstwach C występuje bogaty zespół fauny, liczący kilkadziesiąt taksonów, przede wszystkim małży (*Enantiostreon*, *Gervilleia*, *Hoernesia*, *Lyriomyophoria*, *Myoconcha*, *Mytilus*, *Myophoria*, *Pecten*, *Placunopsis*, *Plagiostoma*, *Pleuromya*), ślimaków (*Loxonema*, *Omphaloptycha*), głowonogów (amonit: *Balatonites ottonis*, łodziki: *Germanonautilus*), liliowców (?*Encrinus* + *Chelocrinus*, *Holocrinus acutangulus*) oraz łódkonogów i otwornic (Chrząstek 2002; Treter 2003).

W obrębie warstw C występują dwa bardzo wyraźne poziomy korelacyjne (Fig. 29). Pierwszy z nich to tzw. „ławica spiriferinowa” (Holdefleis 1915, Chrząstek 2002), którą można prześledzić na górnym i dolnym poziomie. Są to gruboławicowe wapienie organodetrytyczne z intraklastami, o miąższości 30-40 cm. Występują w nich po raz pierwszy i jedyny w całym profilu dolnego wapienia muszlowego odsłoniętego w Raciborowicach Górnych, ramienionogi z gatunku *Punctospirella fragilis* (dawna nazwa *Spiriferina*). Głuchowski & Salamon (2005) oraz Niedźwiedzki *et al.* (w druku) nazywają ją „ławicą punctospirellową”. W ciemnoniebieskich intraklastach wapiennych zawartych w tej ławicy spotykane są liczne skamieniałości śladowe: *Trypanites weisei*, *Balanoglossites triadicus* i ?*Gastrochaenolites* isp., typowe dla twardego dna (Chrząstek 2007, 2008a,b; w druku). W „ławicy spiriferinowej” występuje duże nagromadzenie segmentów łodyg liliowców (?*Encrinus* + *Chelocrinus*, *Holocrinus acutangulus*) oraz kalców jeżowców (Chrząstek 2002, w druku). Autorka (Chrząstek 2002) znalazła po raz pierwszy enkrynidy w „ławicy spiriferinowej”, natomiast Salamon *et al.* (2003) oraz Salamon & Głuchowski (2005) uważają, że pojawiają się one wcześniej i występują w obrębie warstw C, jednak nie od początku sedymentacji tych warstw. Głuchowski & Salamon (2005) stwierdzili ponadto w „ławicy spiriferinowej” po raz pierwszy liliowce z gatunku *Eckicrinus radiatus*, natomiast Niedźwiedzki *et al.* (w druku) zachowane całe kielichy liliowców z gatunku *Encrinus aculeatus*. Salamon *et al.* (2003) wspomina o występowaniu węzowideł z rodzaju *Aspiduriella* oraz płytek i kalców jeżowców: *Triadotiaris grandaeva*.

Drugi ważny horyzont korelacyjny w obrębie warstw C to „warstwa kostna” (Chrząstek 2008b). Występuje ona kilkadziesiąt cm poniżej „ławicy spiriferinowej”. Jest widoczna na dolnym poziomie kamieniołomu. Tworzą ją ciemnozabarwione wapienie ze szczątkami kręgowców, przede wszystkim zębów ryb chrzęstnoszkieletowych (*Acrodus lateralis*, *Palaeobates angustissimus*). Po raz pierwszy autorka znalazła w tej warstwie szczątki ryb kostnoszkieletowych-promieniopłetwych: ząb *Birgeria* oraz łuski *Gyrolepis*, a także ich kości (Chrząstek 2008b). Stwierdziła też zęby gadów Nothosauridae lub Cymatosauridae, które wcześniej znane były jedynie z warstw B.

W zespole warstw C spotykany jest najbogatszy zespół skamieniałości śladowych należący do ichnorodzajów: *Archeonassa*, *Balanoglossites*, *Gastrochaenolites*, *Lockeia*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Protovirgularia*, *Rhizocorallium*, *Skolithos*, *Thalassinoides*, *Trypanites* (Chrząstek 2007, 2008a).

Wyżej w profilu występują warstwy D, które odsłaniają się na ścianie południowej kamieniołomu. Miąższość ich wynosi około 18 m. Wykształcone są jako gruboławicowe wapienie onkoidowe, krystaliczne i organodetrytyczne z wkładkami cienkoławicowych wapieni płytowych, falistych i gruzłowych. Skamieniałości charakterystyczne dla tych warstw to małże *Plagiostoma striatum*, *Enantiostreon difforme*, liliowce: *Holocrinus dubius*, *Encrinus* + *Chelocrinus* oraz ramienionogi *Coenothyris vulgaris*. Skamieniałości śladowe stwierdzone w tych warstwach to *Rhizocorallium*, *Planolites* i *Palaeophycus* (Chrząstek 2008a; w druku).

Profil dolnego wapienia muszlowego odsłoniętego w kamieniołomie w Raciborowicach Górnych kończą warstwy E reprezentowane przez gruboławicowe wapienie organodetrytyczne bogate w liliowce (?*Encrinus* + *Chelocrinus*, *Holocrinus dubius*) oraz ramienionogi z gatunku *Coenothyris vulgaris*. Zawierają one przelawicenia cienkoławicowych wapieni płytowych, falistych i gruzłowych, a także wkładki wapieni onkoidowych. W warstwach E spotykane są małże z rodzaju *Plagiostoma* i *Enantiostreon* oraz skamieniałości śladowe *Planolites*. Miąższość tych warstw wynosi 3,5 m.

Głuchowski & Salamon (2005), na podstawie zonacji liliowcowej, korelują warstwy B (bez najniższej i najwyższej części) odsłonięte w niecce północnosudeckiej w Raciborowicach Górnych z warstwami gogolińskimi dolnymi z obszaru opolskiego. Pozostałą część warstw B oraz większą część warstw C z warstwami gogolińskimi górnymi. Najwyższą część warstw C oraz warstwy D z warstwami górażdzańskimi, natomiast warstwy E z warstwami terebratulowymi (formacją dziewkowiacką) – Głuchowski & Salamon (2005). Według Leśniaka (1978), który opracowywał profile z otworów wiertniczych okolicy Raciborowic, dolomity płytowe i margliste oraz margle dolomityczne i ilaste o miąższości 27 m, występujące w najwyższej części dolnego wapienia muszlowego, mogłyby być odpowiednikami warstw karchowickich i najniższej części środkowego wapienia muszlowego. Utwory te jednak nie odsłaniają się na powierzchni.

Środowisko sedymentacji dolnego wapienia muszlowego z Raciborowic Górnych było płytkowodne. Utwory te powstawały na rampie węglanowej. Warstwy B w lagunie na rampie wewnętrznej, warstwy C na rampie środkowej i zewnętrznej, warstwy D w płytkim środowisku na rampie zewnętrznej, natomiast warstwy E w środowisku basenowym (Chrząstek w druku). Począwszy od sedymentacji „ławicy spiriferinowej” (pelson) zaczyna się wyraźne pogłębianie zbiornika związane prawdopodobnie z dogodnym połączeniem z Tetydą (otwarcie się bramy śląsko-morawskiej) – Hagdorn & Głuchowski 1993; Chrząstek 2002, 2008b; w druku. W niecce północnosudeckiej po raz pierwszy pojawiają się ramienionogi z gatunku *Punctospirella fragilis* oraz głowonogi, a także szkarłupnie.

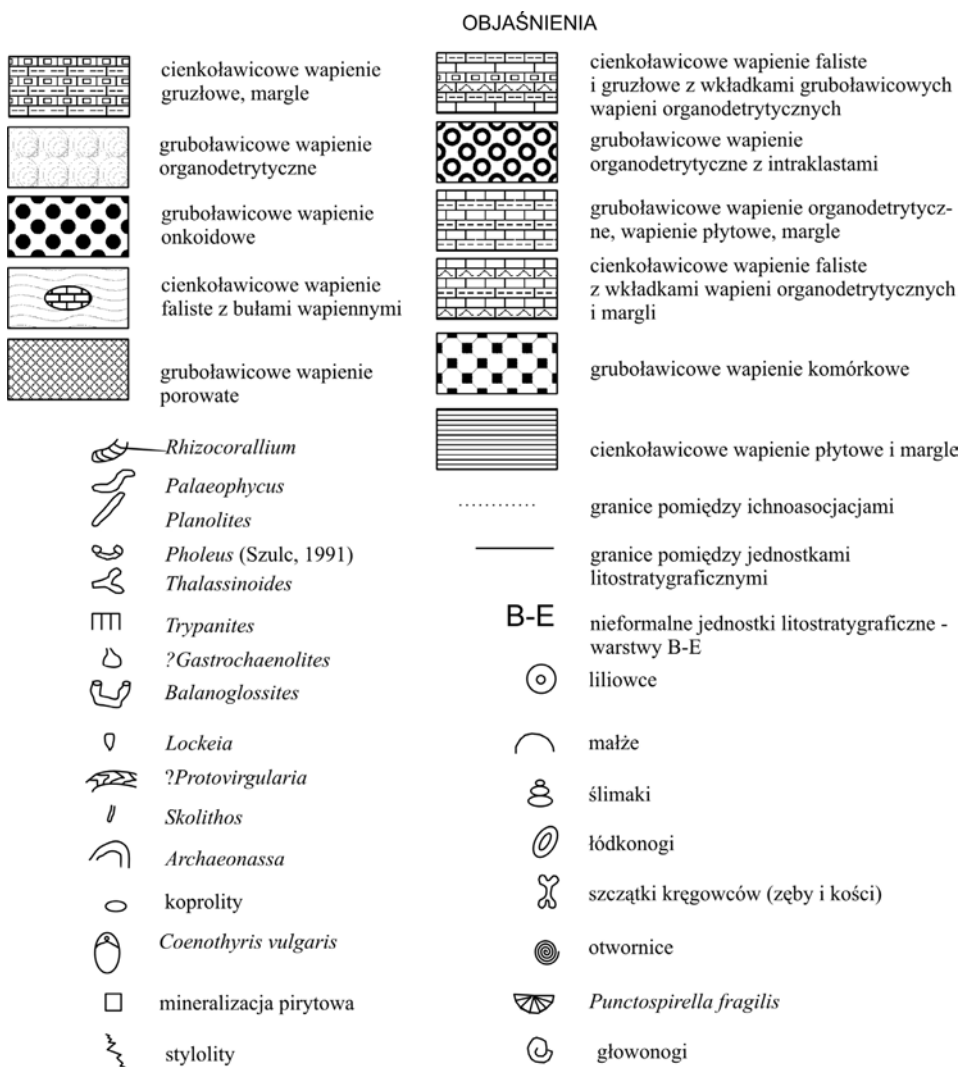


Fig. 28. Stanowisko B1/5 – „Raciborowice” Raciborowice Górne. Objasnienia do Fig. 29.

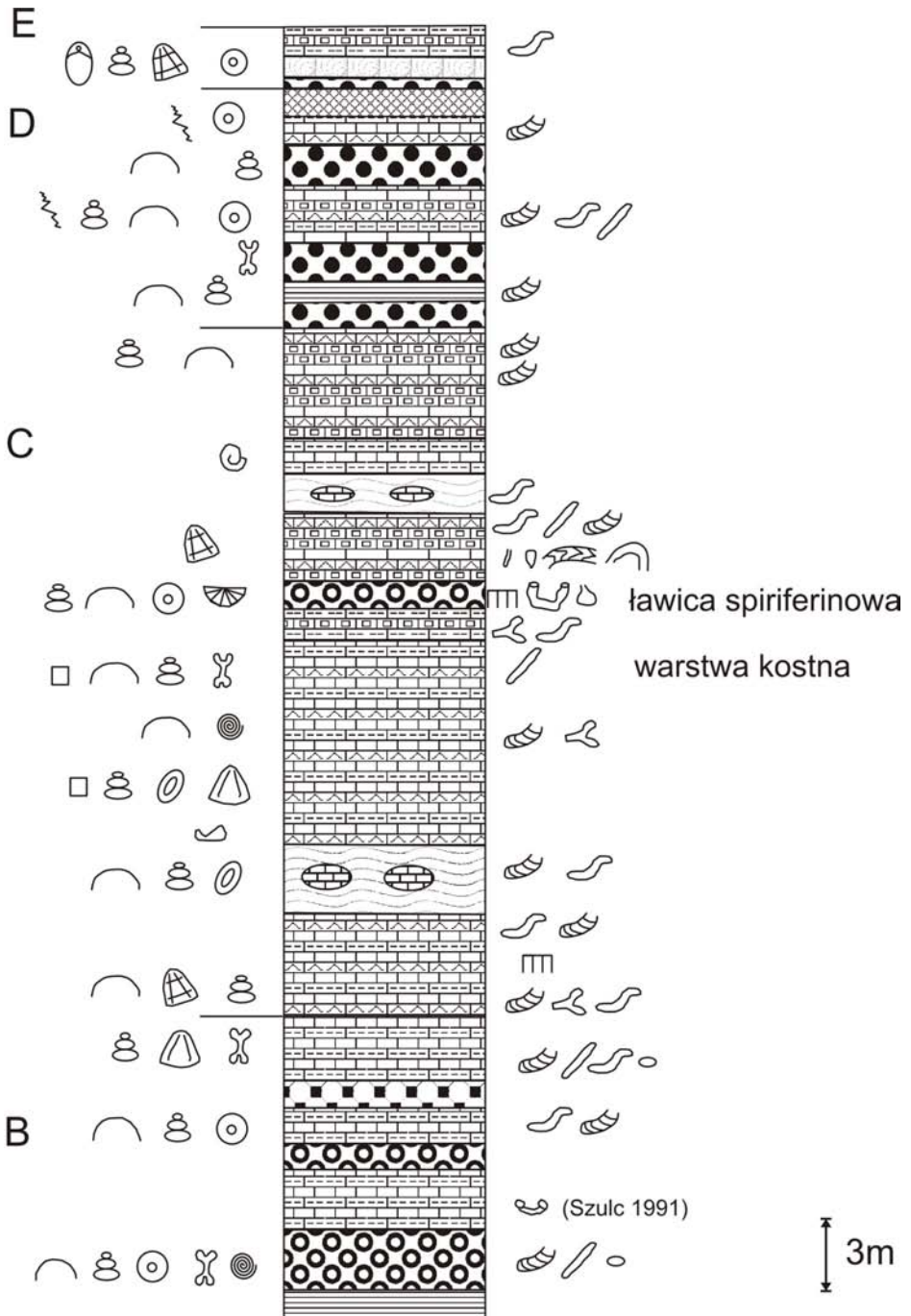


Fig. 29. Stanowisko B1/5 – „Raciborowice” . Raciborowice Górne. Profili litostratigraficzny dolnego wapienia muszlowego, warstwy: B, C, D, E

Stanowisko B2/1: „Obora”. KGHM Polska Miedź

Dyskusja: zaburzenia głacictektoniczne utworów plejstocenu

Prowadzi: Adam Szykiewicz

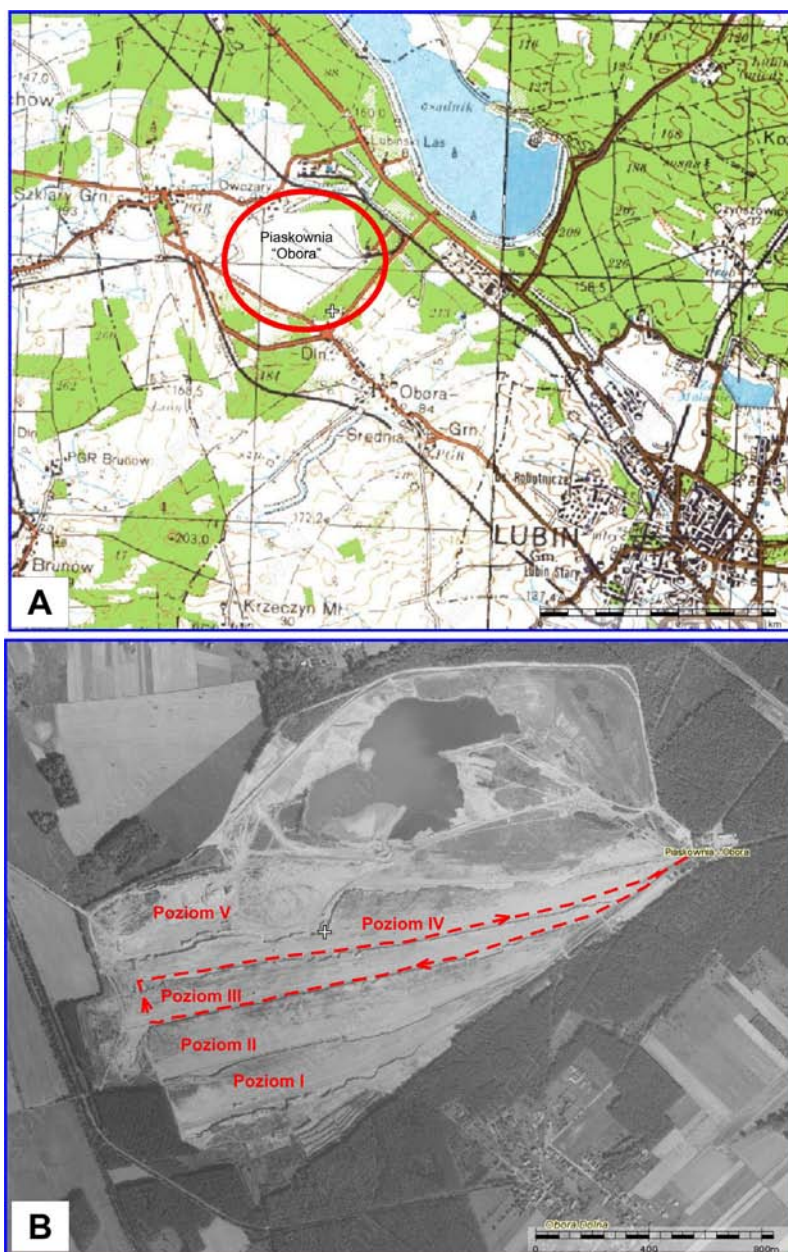


Fig. 30. Stanowisko B2/1 – „Obora”

A – ogólne położenie stanowiska „Obora”; B – prezentowane skarpy odsłonięcia (fot: geoportal.gov.pl)

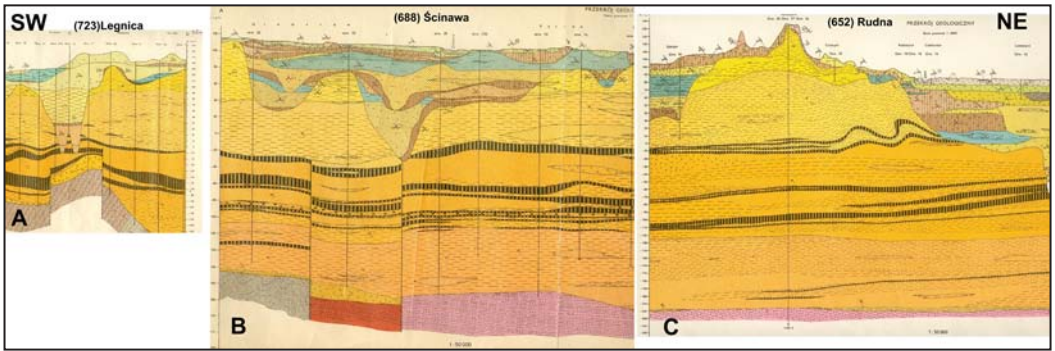


Fig. 31. Stanowisko B2/1 – „Obora”. Sytuacja geologiczna przedpola Wzgórz Dalkowskich wg wybranych przekrojów geologicznych ze Szczegółowych Map Geologicznych Polski 1:50 000: A - (723) ark. Legnica (Łabno A., 1978/1981); B - (688) ark. Ścinawa (Michalska E., 1979/1981); C - (652) ark. Rudna (Winnicki J., 1979/1981)



Fig. 32. Stanowisko B2/1 – „Obora”
Struktury zaburzeń glacytektonicznych utworów plejstocenijskich w środkowej części skarpy poziomu III.



Fig. 33. Stanowisko B2/1 – „Obora”. Struktury zaburzeń glacictektonicznych utworów plejstoceńskich w zachodniej części skarpy poziomu III.



Fig. 34. Stanowisko B2/1 – „Obora”. Struktury zaburzeń glacictektonicznych utworów plejstoceńskich w środkowej części skarpy poziomu IV.

Stanowisko B2/1 – „Obora”. Z drogi krajowej Nr 3: Zielona Góra – Legnica, w odległości około 10 km od Lubina skręcamy ku południowi do Piaskowni „Obora”, dostarczającej piasków podsadzkowych dla kopalń KGHM Polska Miedź (**Fig. 30A**). Odkrywka znajduje się na wysoczyźnie falistej (ok. 190 m n.p.m.), położonej na południe od pasma Wzgórz Dalkowskich. Rozległe, wielopoziomowe odsłonięcie, z pięcioma skarpami eksploatacyjnymi o wysokości do 6 m każda, wcięte jest na głębokość ok. 30 m, we wzniesienie zbudowane z utworów plejstoceniowych (**Fig. 30B**). Sytuacja geologiczna tego odsłonięcia nie jest jasna. Ze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. 687 Lubin (Buksiński S., 1965/1966) wynika, że w rejonie odkrywki powinny być dwie gliny zwałowe: zlodowacenia południowopolskiego oraz zlodowacenia środkowopolskiego Warty. Jednakże z sąsiadujących arkuszy map wynika, że w układzie W – E (mapy: 686 Chocianów – 688 Ścinawa) jak i w układzie NE – SW (mapy: 652 Rudna – 688 Ścinawa – 723 Legnica), występują w tym rejonie dwie gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich oraz jedna glina zwałowa zlodowacenia środkowopolskiego (Łabno A., 1978/1981; Michalska E., 1979/1981; Szałajdewicz J., 1981/1985; Winnicki J., 1979/1981). Chociaż J. Winnicki podaje, że mogą tu być dwa poziomy glin środkowopolskich.

Z archiwalnych wierceń wykonanych w rejonie Odkrywki „Obora” wynika, że w przypowierzchniowych warstwach występuje poziom glin glacialnych, który miejscami można obecnie obserwować w górnej części odsłoneń odkrywki na poziomie I. W dolnej części utworów plejstoceniowych, miejscami odsłanianej na poziomie V, występuje tu jeszcze jeden poziom glin zwałowych. Utwory plejstoceniowe, występujące między tymi poziomami glin zwałowych są silnie zaburzone glacictonicznie (**Fig. 32, 33, 34**). Fałdy struktur mają osie o dominującym kierunku W – E, z upadami ku S. Występują także struktury z osiami o kierunku NW – SE. W utworach plejstoceniowych obserwować tu można: fałdy stojące, obalone, łuski, synkliny i antykliny. Często widać ripplemarki w prawie pionowo ustawionych mułkach. Deformacje utworów musiały następować podczas występowania w warunków zamrożonych warstw skalnych. Przypuszczalnie miało to miejsce podczas transgresji na przedpolu zlodowacenia środkowopolskiego Odry.

Stanowisko B2/2: „Rusko” (k/Jaroszowa. Odkrywka „Stanisław N”)

Dyskusja: zaburzenia glaciektoniczne utworów neogenu i plejstocenu

Prowadzi: Andrzej Hałuszczak



Fig. 34. Stanowisko B2/2 – „Rusko”, 1 – odkrywka „Stanisław N”, 2 – odkrywka „Stanisław S”, 3 – nieczynna odkrywka „Halina” – wojewódzkie składowisko odpadów (fot.: geoportal.gov.pl)

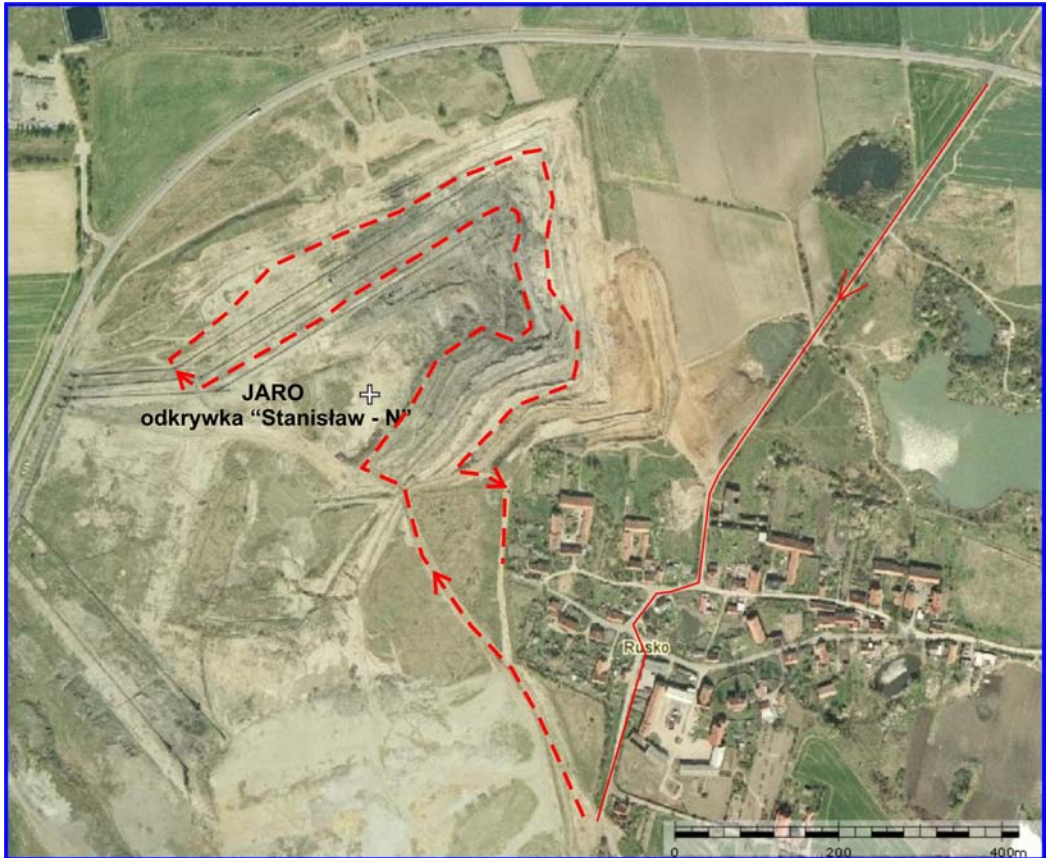


Fig. 35. Stanowisko B2/2 – „Rusko” Odkrywka „Stanisław N” w Rusku – prezentowane skarpy odsłonięcia czerwona cienka linia – dojazd, czerwona przerywana linia – trasa piesza (fot.: geoportal.gov.pl)



Fig. 36. 81 Stanowisko B2/ 2 – „Rusko” Odkrywka „Stanisław N” – zbocze północne i wschodnie



Fig. 37. Stanowisko B2/2 – „Rusko”, Odkrywka „Stanisław N” – widok północnej części zbocza północnego. Pokład węgla brunatnego



Fig. 38. Stanowisko B2/2 – „Rusko”. Odkrywka „Stanisław N” – widok środkowej części zbocza północnego. Strefa silnej glacytektoniki



Fig. 39. Stanowisko B2/ 2 – „Rusko”, Odkrywka „Stanisław N” – widok północnej części zbocza północnego. Strefa fałdu głównego



Fig. 40. Stanowisko B2/ 2 – „Rusko”, Odkrywka „Stanisław N” – widok środkowej części zbocza wschodniego. Strefa fałdów stojących

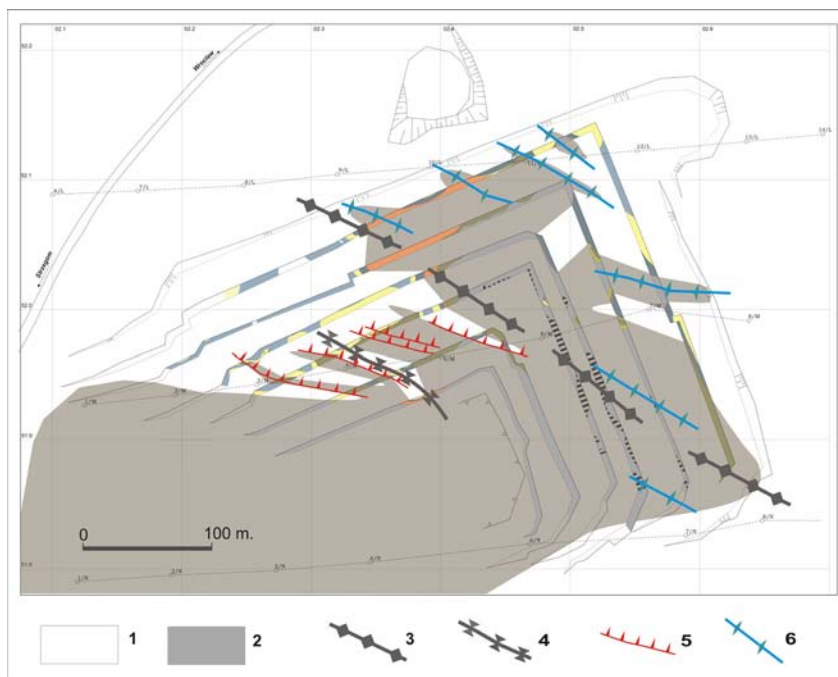


Fig. 41. Stanowisko B2/ 2 – „Rusko”, odkrywka „Stanisław N”. Szkic strukturalny utworów kenozoicznych. 1 – utwory holocenu i plejstocenu; 2 – utwory neogenu; 3 – przegub złuskowanego fałdu (nasunięcie Ruska); 4 – oś makrosynkliny przed frontem nasunięcia; 5 – struktury seryjnych nasunięć i złuskowań; 6 – fałdy diapirowe w obrębie stropowego skrzydła nasunięcia

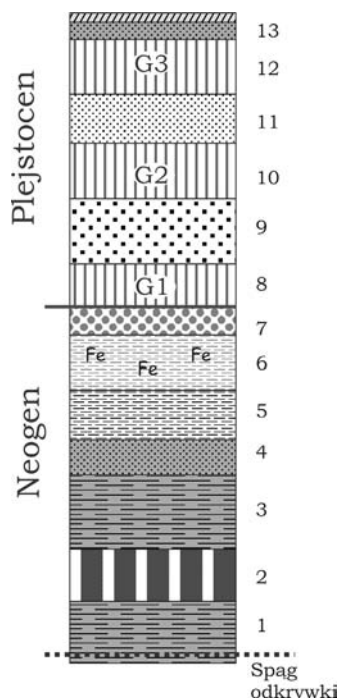


Fig. 42. Stanowisko B2/ 2 – „Rusko”, odkrywka „Stanisław N”. Zgeneralizowany profil utworów kenozoicznych

1 - ropy szare; 2) węgiel brunatny; 3 - ropy szare, lokalnie piaszczyste lub z wkładkami materii organicznej; 4 - osady mułowo-piaszczyste popielate i pstre; 5 - ropy kaolinitowe białe; 6 - ropy „płomieniste”; 7 - żwirny serii Gozdniczy; 8 - dolny poziom gliny glacialnej; 9 - żwirny i piaski gruboziarniste fluwioglacialne; 10 - środkowy poziom gliny glacialnej; 11 - piaski grubo- i średnioziarniste fluwioglacialne; 12 - muły i muły piaszczyste popielate; 13) gleba

Stanowisk B2/2 – „Rusko” położone jest między miejscowością Rusko i drogą krajową Strzegom – Jarosłów – autostrada A4 – Wrocław (**Fig. 34, 35**). Odkrywka „Stanisław – Północ” kopalni iłw ogniotrwałych JARO, stanowi jedno z najlepszych stanowisk występowania struktur glaciektonicznych w Polsce. Spąg odkrywki jest na rzędnej ok. 160 m n.p.m. (tj. ok. 40 m poniżej powierzchni terenu). Główne odsłonięcia stanowią zbocza eksploatacyjne odkrywki: północne i wschodnie, z siedmioma poziomami roboczymi, o skarpach wysokości do 6 m.

Na omawianym obszarze, podłoże utworów kenozoicznych stanowi paleozoiczny, epimetamorficzny kompleks fyllitowo-łupkowy. Strop tych utworów ukształtowany jest w postaci rozległych depresji (o kierunkach: N - S do NE – SW), sięgających do średnio do wysokości około 115 - 140 m n.p.m. oraz rozdzielających je wyniesień sięgających średnio do wysokości około 180 -190 m n.p.m. W obszarze odkrywki powierzchnia ta położona jest kilkadziesiąt metrów poniżej jej dna, średnio na głębokości około 115 m n.p.m.

W rejonie odkrywki miąższość utworów kenozoicznych wynosi średnio 50 - 70 m. Z wierceń wynika, że na utworach paleozoicznych występują zwietrzeliny łupków i fyllitów, a na nich leżą piaski, mułki oraz ily kaolinitowe neogenu. Wyżej ległe utwory odsłonięte są w całości lub częściowo na skarpach odkrywki (**Fig. 42**). W dolnej części jest kompleks zawęglonych iłw kaolinitowych, przechodzących ku górze w ily szare i niebieskoszare, o łącznej miąższości ok. 30-40 m. Wyżej występują dwa pokłady węgla brunatnego, o miąższości 3 - 6 m, które uważane są za odpowiedniki pokładu „Henryk” (Sadowska, 1977). W górnej części sekwencji osadów neogenu (o miąższości ok. 10 - 20 m), ponad pokładami węgla, występują utwory ilaste, uznawane za odpowiednik (serii) Fm poznańskiej (baden-sarmat) oraz warstwy żwirów kwarcowych z kaolinitem, przypominające szeroko rozprzestrzenioną na Dolnym Śląsku (serię) Fm gozdnicką.

Miąższość utworów plejstocenu odsłoniętych w odkrywce jest silnie zróżnicowana i zmienia się od kilku metrów do ok. 35 m. Utwory te są reprezentowane przez warstwy glin zwałowych, tu opisane jako: G1-dolna, G2-środkowa, G3-górna oraz warstwy i soczewy mułów, piasków i żwirów, łącznie składające się na trzy różnowiekowe kompleksy glacialne. Krzyszkowski (1993), gliny G1 i G2 wiąże ze starszym i młodszym stadiem zlodowacenia Elsterian (południowopolskie), a glinę G3 – ze zlodowaceniem Odranian (środkowopolskie). W niektórych pracach przyjmuje się też, że poziomy glin G2 i G3 mogą odpowiadać kolejnym etapom zlodowacenia Odranian (Szyrkiewicz 1995).

Odsłonięte w odkrywce utwory kenozoiczne są zaburzone z różną intensywnością (łuski, nasunięcia, fałdy dysharmonijne, struktury diapirowe i inne), na ogół do stropu starszego pokładu węgla brunatnego. Wg Hałuszczaka (2007), znaczny stopień komplikacji struktur, jaki obserwujemy lokalnie, wynika z nakładania się deformacji związanych z dwoma różnymi etapami zaburzeń glaciektonicznych (**Fig. 41**). Starszy etap deformacji (prawdopodobnie starszy stadium zlodowacenia Elsterian) reprezentują łuski i nasunięcia tworzące struktury imbrykacyjne o biegu WNW-ESE i umiarkowanym upadzie ku SWS. Struktury tego wieku powszechnie występują w stropowych, ilasto-węglowych partiach utworów neogenu. W młodszym etapie zlodowacenia Odry lub w młodszym stadiu zlodowacenia Elsterian, nacisk lądolodu uformował w tym rejonie rozległą makrostrukturę o cechach złuskowanego fałdu (struktura Ruska), o biegu NW-SE i wergencji ku SW. Fragmenty tej makrostruktur można obserwować na zboczach odkrywki. Również z młodszym etapem glaciektogenezy związane są dominujące w obrazie geologicznym zboczy odkrywki mezostruktury: nasunięcia, uskoki normalne i odwrócone, spęknięcia ścięciowe i ekstensyjne. Ich powstawanie towarzyszyło rozwojowi złuskowanego fałdu (nasunięcia) Ruska i łącznie mogą być interpretowane jako modelowy układ deformacji wywołanych postępowaniem lądolodu z kierunku NE.

Wymieniona wyżej makrostruktura jest najlepiej czytelna w obrazie zbocza północnego, gdzie aktualnie możemy obserwować synklinę czołową uformowaną przed frontem nasunięcia Ruska (głębokie na ok. 25–35 m, silnie zaburzone obniżenie stropu utworów neogenu „wypełnione” seriami

glacialnymi plejstocenu w centralnej części zbocza) oraz fragmenty samego nasunięcia w formie silnie dysharmonijnego fałdu leżącego, angażującego głównie utwory neogenu.

Jak wynika z wieloletnich obserwacji w odkrywce, jak również z istniejących dla tego obszaru wierceń, front nasunięcia ukierunkowany jest NW-SE, jego szerokość wynosi co najmniej 1 km, a poziomy zasięg struktury ku NE ma zasięg na co najmniej 500 m. Podniesienie węgla (połączone zapewne z jego spiętrzeniem i zaburzeniem drugorzędnymi deformacjami) w obrębie skrzydła stropowego nasunięcia wynosi ponad 30 m, co wyjaśnia przypowierzchniowe występowanie węgla w rozległej strefie na N od Ruska, gdzie w przeszłości prowadzono jego eksploatację odkrywkową.

LITERATURA

- Assmann, P. 1944.** Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. Teil II.: Der Muschelkalk, Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N.F., 170: 1-134, Berlin.
- Buksiński S., 1965/1966,** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lubin. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Chrząstek, A. 2002.** Stratygrafia i warunki sedymentacji retu i dolnego wapienia muszlowego niecko północnosudeckiej. Acta Universitatis Wratislaviensis No 2383, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, LXXIII, 1-12.
- Chrząstek, A. 2007.** Ichnoasocjacje dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej. [W:] Żylińska A. (Ed.), XX Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrałów PTG. Granice paleontologii. Materiały konferencyjne. Św. Katarzyna pod Łysicą, 10-13 września, Warszawa, 43-45.
- Chrząstek, A. 2008a.** Trace fossils from the Lower Muschelkalk of the North-Sudetic Basin (SW Poland). [W:] Uchman A. (Ed.), Abstract Book and the Intra-Congress Field Trip Guidebook. The Second International Congress on Ichnology, Kraków, Poland, 29.08.-09.09.08, p. 27, Kraków.
- Chrząstek, A. 2008b.** Vertebrate remains from the Lower Muschelkalk of Raciborowice Górne (North-Sudetic Basin, SW Poland). Geological Quarterly, 52(3): 225-237.
- Chrząstek, A. (w druku).** Trace fossils from the Lower Muschelkalk of Raciborowice Górne and their palaeoenvironmental significance. Acta Geologica Polonica.
- Chrząstek, A. & Niedźwiedzki, R. 1998.** Szczątki kregowców z utworów retu i dolnego wapienia muszlowego na Śląsku. Acta Universitatis Wratislaviensis No 2004, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, LXIV, 69-81.
- Cymerman, Z. 1998.** Młodoalpejskie fałdy w depresji północnosudeckiej: przykłady z wapienia muszlowego z Raciborowic. Przegląd Geologiczny, 4: 348-354.
- Dyjur St., Kvacek Z., Łańcucka-Środoniowa M., Pyszyński W., Sadowska A., Zastawniak, E., 1992.** The younger Tertiary deposits in the Gozdnicza region (WS Poland) in the light of recent palaeobotanical research (E. Zastawniak ed.). Polish Botanical Studies, 3:0-133. Polish Academy of Science, Kraków.
- Dyjur S., Sadowska A., 1998.** The Tertiary geology and flora of the Osiecznica Region. [In:]. Sadowska A., Szykiewicz A., (eds.) – The 5th European Palaeobotanical and Palynological Conference, Guide to Excursion 2 “Tertiary-Quaternary (Plejstocen) floras of Belchatów (Middle Poland) and several localities in South – Western Poland, p: 55 – 59. Władysław Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Cracow.
- Dyjur S., Sadowska A., Hummel A., Baranowska-Zarzycka Z., Zastawniak E., 1998.** Geological position and flora of the younger Neogene deposits in Lower Silesia. [In:]. Sadowska A., Szykiewicz A., (eds.) - The 5th European Palaeobotanical and Palynological Conference, Guide to Excursion 2 “Tertiary-Quaternary floras of Belchatów (Middle Poland) and several localities in South – Western Poland, p: 37-4. Władysław Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Cracow.
- Gluchowski, E. & Salamon, M. 2005.** The Lower Muschelkalk crinoids from Raciborowice, North-Sudetic Basin, SW Poland. Geological Quarterly, 49: 83-92.
- Haluszczak, A., 2007.** Poligeniza deformacji glacictektonicznych w utworach kenozoicznych kopalni Stanisław – Północ k. Ruska (Blok Przedsudecki) – wstępne wyniki badań. Uniwersytet Zielonogórski, Zeszyty Naukowe 134, Inżynieria Środowiska 14: 61-74. Zielona Góra.
- Hagdorn, H. & Gluchowski, E. 1993.** Palaeobiogeography and stratigraphy of Muschelkalk echinoderms (Crinoidea, Echinoidea) in Upper Silesia. [W:] Hagdorn H. & Seilacher A. (Eds), Muschelkalk Schöntaler Symposium 1991. Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde Württemberg, 2: 165-176. Goldschneck, Stuttgart.
- Holddefeis, G. 1915.** Das Triasvorkommen von Gross-Hartmansdorf in Niederschlesien. Zweiundneunzigster Jahres-Bericht der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Cultur, Breslau, Band 1, Abteilung 6: 1-23.
- Hummel A., 1983.** The Pliocene leaf flora from Ruszów near Żary in Lower Silesia, South-Western Poland. Prace Muzeum Ziemi PAN, 36:9-104. Warszawa.

- Hummel A., Zarzycka Z., 1985.** Pliocénська flora liściowa i owocowo-nasienna z Ruszowa. [W:] Dyjor S. (red.) 1985 – Krajowa Konferencja Naukowa we Wrocławiu, 18-20.06. „Pliocénська i eoplejstocénська sieć rzeczna i związane z nią kompleksy osadów gruboklastycznych w Polsce”, s: 13-15. PWN, Wrocław.
- Krzyszkowski D., 1993.** Sedymentacja fluwialna, glacialfluwialna i glacialna w dorzeczu Strzegomki na Przedgórzu Sudeckim. [W:] Przewodnik 2 Krajowego Spotkania Sedymentologów, Wrocław–Sudety, 4–7 września 1993 r., s.: 7-35. Wrocław.
- Leśniak, T. 1978.** Lithostratigraphical profile of Bunter Sandstone and Muschelkalk deposits in the North-Sudetic Depression (angielskie streszczenie). Zeszyty Naukowe AGH, Kraków, Geologia 4(2): 5-26.
- Labno, A., 1978/1981.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Legnica (723). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Michalska, E., 1979/1981.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ścinawa (688). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Milewicz J., 1956/1959.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1:25 000, ark. Lwówek Śląski. Wyd. Geol. Warszawa
- Milewicz, J., 1997.** Górna kreda depresji północnosudeckiej (lito- i biostratygrafia), paleogeografia, tektonika oraz uwagi o surowcach. Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne LXI, 5-58.
- Niedźwiedzki, R., Salamon, M., Wolkenstein, K. 2011 (w druku).** *Encrinus aculeatus* (Crinoidea: Encrinida) with exceptional preservation of organic pigments from the Middle Triassic of Lower Silesia (SW Poland). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh.
- Oberc, J., Serkies, J., 1968.** Evolution of Fore – Sudetian Copper Deposit. Economic Geology, vol.63, :372-379.
- Piwocki, M., Badura, J., Przybylski, B., 2004.** Neogen: miocen, pliocen. [W:] Budowa geologiczna Polski, T.I: Stratygrafia, Cz. 3a: Kenozoji - paleogen, neogen, s: 71-201. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Podstolski, R., 1973.** Poszukiwania nowych złóż kwarcytów trzeciorzędowych w Niece Bolesławieckiej. S.: 0-85. Archiwum CAG PIG-PIB. Wrocław.
- Raniecka-Bobrowska, J., 1962.** Trzeciorzędowa flora z Osieczowa nad Kwisą (Dolny Śląsk), Prace Instytutu Geologicznego, 30 (3): 81-223. IG, Warszawa.
- Raniecka-Bobrowska J., 1965.** Kilka uwag o wieku kopalnej flory z Osieczowa oraz węgla brunatnego z Turowa. Przegląd Geologiczny, 13:463-470. Wyd. Geol., Warszawa.
- Sadowska A., 1977.** Roślinność i stratygrafia górnomiocénских pokładów węgla Polski Południowo – Zachodniej. Acta Palaeobotanica, 18(1):87-122.
- Salamon, M., Niedźwiedzki, R., Walter, R., 2003.** New data on Middle Triassic echinoderms from the Sudetes Mountains. Geological Quarterly, 47(2): 133-138.
- Sawicki, L., Teisseyre, H., 1978.** Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego (bez utworów czwartorzędowych). Polska Akademia Nauk. Wrocław.
- Solecki, A.T. 2008.** The North-Sudetic Synclinorium – geosites of the inverted basin setting. [In:] Solecki A.T. (Ed.), Geoeucational potential of the Sudety Mts. Wrocław, 77- 89.
- Stachurska, A., Dyjor, S., Sadowska, A., 1967.** Pliocénський profil z Ruszowa w świetle analizy botanicznej. Kwartalnik Geologiczny, 11(2):353 – 371. Wyd. Geol., Warszawa.
- Stuchlik, L., 1987.** Przegląd badań paleobotanicznych osadów pliocénских i wczesnoplejstocénских Polski Środkowej i Południowej. [W:] Jahn A., Dyjor S., (red.) – Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce, s:53-63. Ossolineum, Wrocław.
- Szałajdewicz, J., 1981/1985.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chocianów (686). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Szulc, J., 1991.** The Muschelkalk in Lower Silesia (Stop B11 Raciborowice; Poland, Lower Silesia). In: Muschelkalk. A Field Guide (ed. H. Hagdorn): 58-61. Weidert, Korb. Goldschneck-Verlag Werner k
- Szulc, J., 2000.** Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influence by Elary opening of the Tethys Ocean. Annales Societatis Geologorum Poloniae. Journal of the Polish Geological Society, 70: 1-48.
- Szynkiewicz, A., 1995.** Utwory kenozoiczne w odkrywcze „Stanisław Południe” w Rusku koło Jaroszowa. [W:] Dyjor S., Gonciarz A., Grodzicki A., Kościówko H., Sadowska A., Szynkiewicz A. – Formacja trzeciorzędowa i związane z nią surowce mineralne zachodniej części bloku przedsudeckiego. Wycieczka D, s.: 126–153. Przewodnik LXVI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudeckiego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, wydanie specjalne. Wrocław.
- Treter, M. 2003.** Środowisko facji dolnego wapienia muszlowego w Sudetach w oparciu o ichnofosylia i makrofaunę. Uniwersytet Wrocławski, materiały archiwalne-praca magisterska 1-76, Wrocław.
- Winnicki J., 1979/1981.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rudna (652). *Wyd. Geol.*, Warszawa.

WYCIECZKI C1-C2

KENOZOICZNE SKAŁY WULKANICZNE ZACHODNIEJ CZĘŚCI DOLNEGO ŚLĄSKA I WYSTĘPUJĄCE W NICH KSENOOLITY PŁASZCZA

Prowadzący: Magdalena Matusiak-Małek, Jacek Puziewicz

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław

WSTĘP. W czasie wycieczki odwiedzimy 4 wystąpienia kenozoicznych alkalicznych skał wulkanicznych w zachodniej części Dolnego Śląska. Są to: nefeliny z Księginek k. Lubania, bazanity z Wilczej Góry i Wilkowa k. Złotoryji oraz bazalty z Winnej Góry koło Jawora (**Fig. 1**). Wszystkie te skały znane są z występowania perydotytowych ksenolitów pochodzących z płaszczka Ziemi.

Odwiedzane przez nas skały wulkaniczne to najczęściej fragmenty potoków lawowych, niekiedy z pięknie wykształconymi „słupami bazaltowymi” (Księginki, Wilków, Wilcza Góra). Ich skład chemiczny jest charakterystyczny dla dolnośląskiej części kenozoicznej środkowoeuropejskiej prowincji wulkanicznej: są to skały ubogie w potas i bardzo silnie wzbogacone w lekkie pierwiastki ziem rzadkich (**Tab. 1, Fig. 2**).

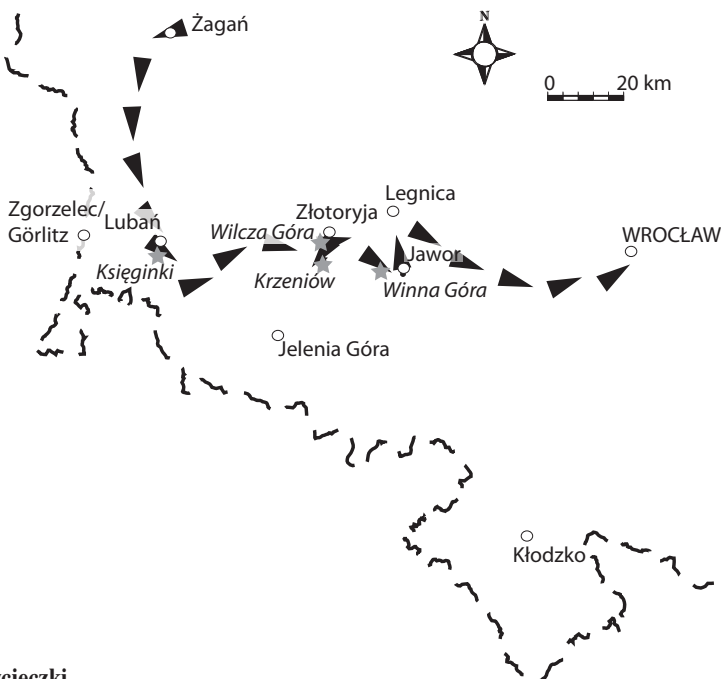


Fig. 1. Trasa wycieczki

Tab.1. Reprezentatywne analizy skał bazaltoidowych z wystąpień odwiedzanych w trakcie wycieczki
(Puziewicz *et al.*, 2011; Ladenberger, 2006)

Lokalizacja	Księginki	Wilcza Góra	Krzeniów	Winna Góra
Skała	Nefelinit	Bazanit	Bazanit	Bazalt
SiO ₂ (%.wag)	39,73	41,84	43,93	41,84
Al ₂ O ₃	11,11	12	12,65	12,00
Fe ₂ O ₃	12,64	12,07	12,23	12,07
MgO	13,56	11,21	12,00	11,21
CaO	11,86	12,57	9,97	12,57
Na ₂ O	3,11	2,98	3,03	2,98
K ₂ O	0,71	1,38	1,32	-
TiO ₂	2,88	2,64	2,49	2,64
P ₂ O ₅	0,82	0,71	0,67	0,71
MnO	0,20	0,2	0,17	0,20
Cr ₂ O ₃	0,09	0,065	0,06	0,07
LOI (%)	2,7	1,9	1,10	1,90
Total	99,36	99,61	99,62	99,57
#mg	0,68	0,65	0,66	0,65
Be (ppm)	-	-	1,00	5,00
Co	69,60	54,20	59,80	54,20
Cs	-	0,60	0,50	0,60
Ga	17,60	18,50	20,70	18,50
Hf	6,30	5,70	5,40	5,70
Nb	92,50	121,2	70,50	121,20
Rb	30,70	34,70	32,00	34,70
Sn	-	-	2,00	2,00
Sr	893,10	1027,20	683,60	1027,20
Ta	-	5,60	3,30	-
Th	-	10,1	7,20	10,10
U	-	2,50	1,90	2,50
V	237,00	255,00	224,00	255,00
W	-	-	16,20	18,90
Zr	253,40	240,40	221,00	240,40
Y	23,70	33,10	29,30	33,10
La	57,20	72,20	43,80	72,20
Ce	113,50	135,40	84,70	135,40
Pr	13,84	13,43	8,80	13,43
Nd	54,00	59,30	42,30	59,30
Sm	9,41	9,70	8,10	9,70
Eu	2,69	3,02	2,56	3,02
Gd	7,48	8,60	7,27	8,60
Tb	1,05	1,41	1,34	-
Dy	4,94	6,62	6,08	6,62
Ho	0,85	1,15	1,00	1,15
Er	2,25	2,78	2,36	-
Tm	0,28	0,42	0,34	0,42
Yb	1,75	2,53	1,90	2,53
Lu	0,24	0,31	0,27	0,31
Ba	583,00	720,9	548,50	720,90
Mo	-	4,10	4,10	4,10
Cu	56,50	-	28,60	44,00
Pb	2,50	2,10	1,60	2,10
Zn	-	80,00	-	80,00
Ni	357,00	202,7	303,60	202,70

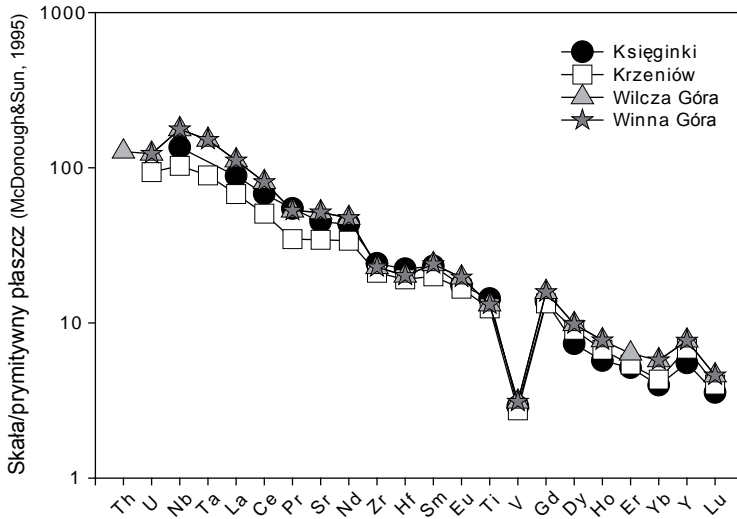


Fig. 2. Zawartość pierwiastków śladowych (znormalizowana względem prymitywnego płaszcza) w alkalicznych skałach wylewnych odwiedzanych w czasie wycieczki

Stanowisko 1. Księginiki k. Lubania

Nefelinit z Księginiek k. Lubania występuje na NE krańcu ryftu Ohře (Egeru). Tworzy on 3 potoki lawowe, między którymi występują wkładki skał piroklastycznych (Kozłowski i Parachoniak 1960). Skały te są wieku miocenijskiego (Birkenmajer *et al.* 1970). *Nefelinit jest eksploatowany w kilku kamieniołomach, należących do Łużyckiej Kopalni Bazaltu. Najciekawszym z nich jest odwiedzany przez nas kamieniołom w Księginikach. Występujący tu nefelinit obfituje w ksenolity skał płaszczka Ziemi, tworzące dwa zespoły: perydotytowy i piroksenitowy. Wśród perydotytów dominują bogate w oliwin harzburgity, złożone z oliwinu i ortopiroksenu, zawierające niewielkie ilości spinelu i < 5 % obj. klinopiroksenu. Bogatsze w klinopiroksen lherzolity są mniej częste. Klinopiroksenity są najczęstsze ze skał zespołu piroksenitowego. Charakterystyczne dla kamieniołomu w Księginikach jest występowanie megakryształów piroksenu, których długość może przekraczać 10 cm (Kozłowska-Koch 1981, Puziewicz *et al.* 2011).*

Występujący w kamieniołomie w Księginikach nefelinit składa się z nefelinowo-klinopiroksenowego tła w którym występują fenokryształy klinopiroksenu i oliwinu (**Fig. 3a**). Tło zawiera niewielkie ilości magnetytu-ulwöspinelu oraz akcesoryczny apatyt. Składnikami pomagmowymi są analcym i skałen (An_{14-18}, Or_{12-18}). Nefelin ma stały skład chemiczny $Na_{3,0}(K_{0,4}Ca_{0,15})Al_{3,6}Si_{4,3}O_{16}$. Klinopiroksen tła ma skład subkrzemowego tytanowego diopsydu. Tworzy on ziarna o rozmiarach nie przekraczających 50 μm . Najmniejsze z nich (< 20 μm) mają zmienny skład, wskazujący, że krystalizowały na ostatnich etapach zestalania się lawy i nie uzyskały stanu równowagi chemicznej z otoczeniem. Fenokryształy klinopiroksenu mają do kilku milimetrów średnicy. Składają się z diopsydowego jądra otoczonego obwódką o oscylacyjnej budowie pasowej i składzie odpowiadającym składowi ziarn z tła skały (**Fig. 3b**). Fenokryształy oliwinu mają od kilkuset mikrometrów do kilku milimetrów średnicy. Zawierają od 86 % forsterytu w jądrach do 79 % w obwódkach.

Macierzysta magma nefelinitu z Księginiek powstała w wyniku zaczątkowego topnienia płaszcza astenosferycznego facji perydotytów granatowych, a więc na głębokościach przekraczających 60 km. Gdy przedzierała się przez płaszcz litosferyczny (transport następował w systemach otwieranych przez nią szczelin), niektóre jej partie wykryształizowały tworząc piroksenity, niekiedy wielkoziarniste, z których pochodzą megakryształy piroksenu spotykane w nefelinicie. Fragmenty

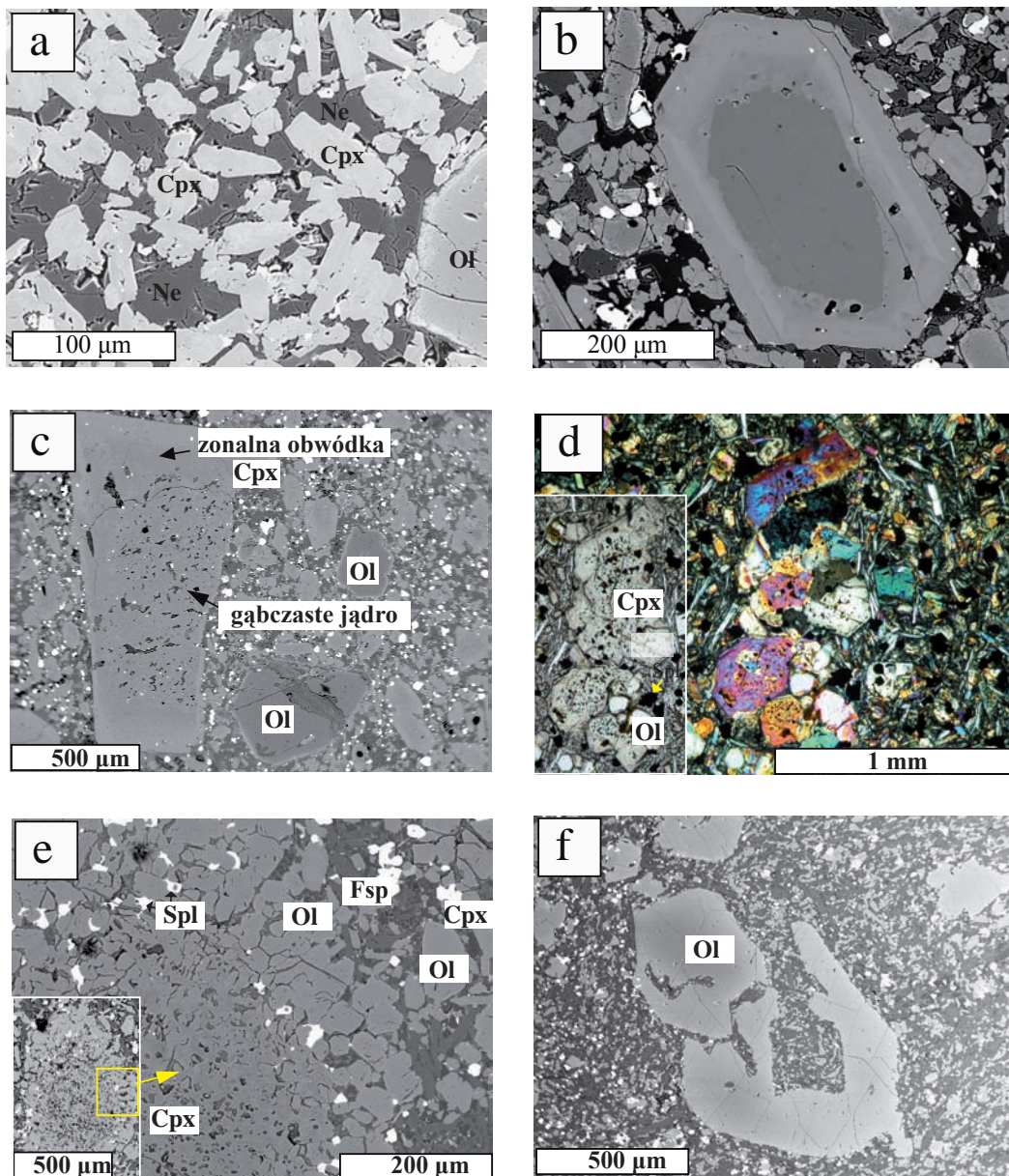


Fig. 3. Obrazy BSE alkalicznych skał wylewnych odwiedzanych w czasie wycieczki.

a – Księginki. Nefelinit; b – Księginki. Fenokryształ klinopiroksenu o skomplikowanej budowie pasowej w nefelinicie; c – Wilcza Góra. Fenokryształ klinopiroksenu o gąbczastym jądrze i zonalnej obwódce i fenokryształ oliwiny w bazanicie; d – Krzeniów. Glomerokryształ klinopiroksenowy w bazanicie; e – Krzeniów. Gąbczasty fenokryształ klinopiroksenu otoczony rojem drobnych kryształów oliwiny i spinelu; f – Winna Góra. Zatokowy fenokrystały oliwiny w bazalcie

piroksenitów oraz perydotytów z otoczenia szczelin zostały wyniesione na powierzchnię w postaci ksenolitów (Puziewicz *et al.* 2011). W położonych tuż nad i tuż pod Moho partiach litosfery doszło także do krystalizacji niewielkich ilości gabr. Fenokryształy oliwinu i klinopiroksenu powstawały w czasie przemieszczania się magmy nefelinitowej ku górze, a ich budowa pasowa odzwierciedla wzrost ziarn w warunkach spadającego ciśnienia i temperatury.

Stanowisko 2. Wilcza Góra k. Złotoryi

Wzgórze „Wilcza Góra” (przedmieścia Złotoryi) jest jednym z najlepiej znanych odsłoneń dolnośląskich skał wulkanicznych. Występują tu bazanity. Cechami charakterystycznymi tego wystąpienia jest obecność bardzo dobrze wykształconych sześciokątnych słupów h (tzw. „róża bazaltowa”) będących de facto ciosem termicznym oraz morfologia wzgórza, która jest efektem wieloletniej eksploatacji górniczej. Od roku 1959 górna część wyrobiska objęta jest ochroną w ramach rezerwatu przyrody.

Bazanity okolic Złotoryi występują w obrębie północnego ramienia Kompleksu Kaczawskiego, choć niekiedy zaliczane są też do utworów Depresji Północnosudeckiej (Birkenmajer *et al.*, 2007). W podłożu skał wulkanicznych występują permskie, triasowe i kredowe skały osadowe, niekiedy obecne w formie porwaków w lawach. Kamieniołom „Wilcza Góra” jest założony w neku (Ladenberger, 2006) o wieku $K - Ar 20,07 \pm 0,9$ Ma (wczesny miocen; Birkenmajer *et al.*, 2007). Kamieniołom wraz ze zlokalizowanym na jego terenie zakładem przerobczym należy do spółki *Colas Kruszywa*.

W obrębie skały macierzystej z Wilczej Góry występują dość liczne porwaki skał płaszcza jak i otoczenia. Ksenolity płaszcza mają głównie charakter perydotytu (harzburgit i dunit, podrzędnie lherzolit i wehrlit), choć Smulikowski i Kozłowska-Koch (1984) opisują również ksenolity piroksenitowe. Reprezentowane są one głównie przez harzburgity i niewielkie ilości lherzolitów. Ksenolity z Wilczej Góry są wyjątkowe w skali Dolnego Śląska, ze względu na obecność amfiboli o składzie pargasytu.

Bazanit z Wilczej Góry zbudowany jest z bezładnego tła skalnego (oliwin, klinopiroksen, skałen alkaliczny, nefelin, ulvöspinel) w którym nierównomiernie rozmieszczone są fenokryształy oliwinu i klinopiroksenu. Niektóre z fenokryształów są wydłużone, a ich dłuższa oś definiuje teksturę fluidalną. Sporadycznie w tle skalnym występują drobne kryształy minerałów z grupy skapolitu. Oliwin występujący w tle skalnym (50 – 80 μm) zawiera od 83 % forsterytu w środkowych częściach kryształów do 78 % na brzegach, ok. 2000 - 2500 ppm Ca i 0,11 – 0,18 % wag. NiO. Klinopiroksen występujący w tle skalnym (kryształy < 30 μm) ma skład subkrzemowego diopsydu. Skałen alkaliczny $An_{4-5}Or_{13-16}$ tworzy ksenomorficzne lub tabliczkowe kryształy o wielkości do 70 μm .

Fenokryształy oliwinu tworzą dwie różniące się wielkością populacje (0,3 – 0,4 mm i 0,6 – 1,8 mm), o takim samym składzie chemicznym. Zawartość forsterytu spada od 86 % w jądrach do 72 % w obwódkach. Budowa pasowa widoczna jest również w zawartości Ca zmieniającej się od 1400 ppm w jądrach do 3100 ppm w obwódkach i NiO (0,27 % wag. w jądrze, 0,08 % wag. w obwódkach). Fenokryształy klinopiroksenu, podobnie jak oliwinu, tworzą dwie populacje (0,1 – 0,3 mm i 0,45 – 1,5 mm). Obydwa typy zbudowane są z jądra o składzie diopsydu i obwódki o składzie subkrzemowego diopsydu (taki sam jak klinopiroksen z tła skały), jednak jądra większych ziarn często są gąbczaste (**Fig. 3c**).

Stanowisko 3. Wilków (Krzeniów) k. Złotoryi

W okolicy wsi Wilków koło Złotoryi znajdują się dwa wystąpienia bazanitów, które morfologicznie znane są jako wzgórze Trupień i Łysanka (Białowska 1993), natomiast pod względem

górnictwem określane są wspólnie jako złoża Krzeniów (Birkenmajer *et al.*, 1970). W kamieniołomie który odwiedzimy prowadzona jest eksploatacja bazanitów wzgórza Łysanka (złoża Krzeniów III), które należy do *Przedsiębiorstwa Górniczo – Produkcyjnego „Bazalt”*. Wystąpienie to ma charakter czopa wulkanicznego powstałego prawdopodobnie w czasie więcej niż jednego epizodu intruzywnego; pod bazanitem występują kredowe skały osadowe. Datowania metodą K- Ar wykazały, iż wiek bazanitu waha się od $19,57 \pm 0,79$ do $18,72 \pm 0,81$ Ma (wczesny miocen; Birkenmajer *et al.*, 2007).

W obrębie bazanitów występują ksenolity skał płaszczka, znacznie rzadsze i z reguły mniejsze niż w Księginkach. Ksenolity współcześnie występujące w Wilkowie mają skład perydotytu (harzburgit i ubogi w klinopiroksen lherzolit), jednak znane stąd są również ksenolity klinopiroksenitowe, gabrowe oraz megakryształy klinopiroksenu (Białowska, 1993).

Bazanit z Krzeniowa zbudowany jest z tworzących tło skalne oliwinu, klinopiroksenu, ulwöspinelu, plagioklastu i nefelinu, oraz z podrzędnie występujących skaleni alkalicznego i apatytu. W tle skalnym obecne są fenokryształy oliwinu (300 – 700 μ) i klinopiroksenu.

Zawartość cząsteczki forsterytowej ($Fo=Mg/(Mg+Fe)$) w oliwinie tworzącym tło skalne tylko nieznacznie różni się od zawartości w fenokrysztalach oliwinu (odpowiednio 73–74 i 77–78%), natomiast zawartość Ca (3000 – 3800 ppm) i zawartość NiO (0,09–0,13 % wag.) są identyczne w oliwinach tła i fenokrysztalach. Klinopiroksen w tle skalnym tworzy niewielkie (10 – 60 μ m) kryształki o składzie subkrzemowego diopsydu lub augitu wzbogaconych w Ti i Al. Plagioklast tworzy listewkowe kryształy zawierające ok. 55% cząsteczki anortytowej. Nefelin wypełnia przestrzeń pomiędzy blaszkami plagioklastu i ma dość stały skład chemiczny zbliżony do $Na_{2,8}(K_{0,2}Ca_{0,2})Al_{3,5}Si_{5,1}O_{16}$.

Fenokryształy klinopiroksenu przyjmują zróżnicowane formy. Najczęściej występującą odmianą są kryształy (300 – 500 μ m) o gąbczastym jądrze otoczonym masywną obwódką (podobne do tego na **Fig. 3c**). Sporadycznie występują też glomerokryształy (agregaty kilku mniejszych fenokryształów; **Fig. 3d**) o wielkości dochodzącej do 1,2 cm. Zarówno gąbczaste feno – jaki i glomerokryształy mają skład subkrzemowego diopsydu wzbogaconego w Ti, Al i miejscami Cr. Rzadko występującym typem fenokryształów klinopiroksenu są gąbczaste kryształy o wielkości do 850 μ m pozbawione obwódki i otoczone rojem drobnych kryształków oliwinu i spinelu (**Fig. 3e**). Skład takich fenokryształów zmienia się domenowo od diopsydu do augitu wzbogaconych lokalnie w Ti i Cr lub Ti i Al lub tylko w Cr.

Stanowisko 4. Winna Góra k. Jawora

Jednym z niewielu wystąpień bazaltów na Dolnym Śląsku jest wzgórze Winna Góra we wsi Piotrowice, zlokalizowane ok. 1,5 km na N od uskoku sudeckiego brzeżnego (Matusiak, 2006). Wystąpienie to, choć niewielkie, jest ciekawe ze względów historycznych, gdyż właśnie tu w roku 1881 niezależnie od siebie Goppert i Roemer oraz Ebert po raz pierwszy określili wiek kenozoicznych skał wulkanicznych z Dolnego Śląska. Wiek tego wystąpienia na podstawie skamieniałości *Cupressinoxylon* oraz obecności węgla został wówczas ustalony na miocen. Sądzono również, że Winna Góra jest „przedłużeniem” struktury wulkanicznej odstaniającej się w nieodległej Męcince. Dopiero datowania metodą K – Ar wykazały, że skały z Winnej Góry ($21,62 \pm 0,93$, $21,96 \pm 1,36$ Ma, akwitan) są nieco starsze niż skały z Męciny ($21,05 \pm 0,85$, $18,66 \pm 0,82$ Ma, akwitan – burdygał; Birkenmajer *et al.* 2002), choć petrograficznie są one niemal identyczne (Jaźwa, 2007). Winna Góra znana jest również z dobrze wykształconej tzw. zgorzeli słonecznej, będącej specyficznym rodzajem wietrzenia bazaltów (Zagożdżon, 1998). Kamieniołom należy do spółki *Colas Kruszywa*.

Wystąpienie bazaltów to prawdopodobnie z komin wulkaniczny i pokrywa lawowa (Wierchołowski, 1993). W obrębie bazaltów Winnej Góry występują nieliczne i niewielkie ksenolity perydo-

tytowe (dunity i harzburgity), klinopiroksenitowe oraz gabrowe; ponadto liczne są megakryształy klinopiroksenu i plagioklazu. Skład mineralny i chemiczny ksenolitów sugeruje, że mogą pochodzić one z niewielkiej intruzji warstwowej ulokowanej na granicy płaszcza i skorupy (Matusiak & Puziewicz, 2007). Na możliwość występowania takiego rodzaju intruzji wskazują badania sejsmiczne (Majdański *et al.* 2006).

Bazalt z Winnej Góry ma typową dla skał wylewnych, niejednorodną budowę: fenokryształy oliwiny (i niekiedy klinopiroksenu) występują w tle skalnym zbudowanym z plagioklazu, klinopiroksenu i minerałów nieprzezroczystych. Fenokryształy oliwiny, osiągające wielkość do 1 mm, mają zróżnicowane kształty. Większość z nich ma jednorodny skład chemiczny, a zawartość forsterytu wynosi od 69 do 73% (Ca 1400 – 3200 ppm, NiO 0,01 – 0,11% wag.). W niektórych kryształach oliwiny, zazwyczaj tych o zatokowych granicach (**Fig. 3f**), zawartość forsterytu zmienia się od 75% w części brzeżnej do 84% w części jądrowej. W tym typie fenokryształów zawartości Ca i NiO zmieniają się odwrotnie proporcjonalnie w stosunku do siebie; najniższa zawartość Ca (ok. 1100 ppm) i najwyższa zawartość NiO (ok. 0,19% wag.) występują w ich centralnych częściach. Hipautomorficzne fenokryształy klinopiroksenu (o średnicy do 200 μm) mają skład diopsydu bogatego w Al. Klinopiroksen budujący tło skalne ma zazwyczaj skład podobny do fenokryształów, pojedyncze ziarna są zubożone w krzemionkę. Plagioklaz tworzy automorficzne, listewkowe kryształy o wielkości do 50 μm i budowie pasowej. Centralne części kryształów zawierają od 40 do 65% An, podczas gdy w obwódkach zawartość ta wynosi od 20 do 63%. W tle skalnym niewielkie występują także niewielkie (<25 μm) kryształki ilmenitu ($\text{Fe}_{0,81}\text{Ti}_{0,91}\text{Mg}_{0,18}\text{O}_3$) i spinelu z szeregu magnetyt – ulvöspinel.

Megakryształy plagioklazu osiągają wielkość do 5 cm. Różnią się między sobą składem chemicznym (poszczególne kryształy mają od 15 do 30% An), jednak poszczególne kryształy są jednorodne pod względem zawartości anortytu. Zawartość Or może być stała (na poziomie 5 – 10%) bądź zmienia się od 5 do 20% cząsteczki ortoklazowej. Kontakt megakryształ - bazalt jest podkreślony obecnością wąskich stref wzbogaconych w An (do ok. 70%) przetrkanych drobnymi kryształami minerałów nieprzezroczystych i kroplami stopu. Megakryształy plagioklazu mogły powstać w wyniku krystalizacji macierzystej magmy bazaltowej na dużych głębokościach (prawdopodobne jest wtedy powstanie wielkoziarnistych gabr lub leukokratycznych pegmatytów gabrowych).

Zawartość pierwiastków śladowych w fenokryształach klinopiroksenu sugeruje, że bazalt z Winnej Góry rozpoczął krystalizację w obecności granatu, czyli w obrębie płaszcza astenosferycznego. Skład chemiczny fenokryształów oliwiny mówi, iż część z nich (te o jednorodnej budowie chemicznej) stanowi, podobnie jak fenokryształy klinopiroksenu, prosty efekt krystalizacji stopu bazaltowego. Wysoka zawartość cząsteczki forsterytowej w jądrach zatokowych fenokryształów oliwiny i jej spadek ku kontaktom z bazaltem sugeruje, że ten typ fenokryształów powstał w początkowych etapach zestalania się magmy i zapisuje stopniowo zmieniające się w czasie erupcji warunki.

LITERATURA

- Białowska, A., 1993.** Enklawy w bazaltoidach wzgórz Łysanka i Trupień (Dolny Śląsk). *Archiwum Mineralogiczne*, 49, 145-197.
- Birkenmajer, K., Jerzmański, J., Nairn, A. E. M., 1970.** Paleomagnetic Studies of Polish Rocks. IV. Cenozoic Basalts of Lower Silesia. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* XL, 31-61.
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J., Lorenc, M. W., Zagożdżon, P., 2007.** Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. V. K-Ar and palaeomagnetic data from late Oligocene to early Miocene basaltic rocks of the North-Sudetic Depression. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 77, 1-16.
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J., Lorenc, M. W., Zagożdżon, P. P., 2002.** Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. III. K – Ar and paleomagnetic sata from early Miocene basaltic rocks near Jawor, Fore–Sudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72, 241-253.
- Jaźwa, A., 2007.** The Męcinka basalt (SW Poland). *Mineralogia Polonica - Special Papers* 31, 151-154.
- Ladenberger, A., 2006.** Petrogenesis of Tertiary volcanic rocks from southwestern Poland. *Institute of Geological Sciences*. Kraków: Jagiellonian University.
- Majdański, M., Grad, M., Guterch, A., SUDETES 2003 Working Group, 2006.** 2-D seismic tomographic and ray tracing modelling of the crustal structure across the Sudetes Mountains basing on SUDETES 2003 experiment data. *Tectonophysics*, 412, 249-269.
- Matusiak, M., 2006.** Petrologia enklaw oraz otaczającego je bazaltu z kamieniołomu Winna Góra (koło Jawora). Praca magisterska, Wydział Nauk Przyrodniczych Uniwersyteu Wrocławskiego.
- Matusiak, M., Puziewicz, J., 2007.** Origin of xenoliths from Winna Góra basalt (SW Poland). *European Mantle Workshop*. Ferrara.
- Smulikowski, K., Kozłowska – Koch, M., 1984.** Bazaltoidy Wilczej Góry koło Złotoryi (Dolny Śląsk) i ich enklawy. *Archiwum Mineralogiczne*, 40, 53-104.
- Wierzholowski, B., 1993.** Stanowisko systematyczne i geneza sudeckich skał wulkanicznych. *Archiwum Mineralogiczne*, 49, 199- 235.
- Zagożdżon, P. P., 1998.** Charakterystyka bazaltów zgorzelowych występujących w kamieniołomie Winna Góra koło Jawora. *Przegląd Geologiczny* 46, 1171 – 1178.

KAMIEŃ W ARCHITEKTURZE I SZTUCE: ZABYTKI WYBRANYCH MIAST ZACHODNIEJ CZĘŚCI NIZINY ŚLĄSKIEJ

Prowadzący: Ryszard Kryza

*Institut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 30,
PL 50-205 Wrocław, e-mail: ryszard.kryza@ing.uni.wroc.pl*

WSTĘP. Region zachodniej części Niziny Śląskiej – miejsce LXXXI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego – posiada, jak wiele innych regionów tej części Europy, niezwykle walory, wynikające m.in. z bogatego dziedzictwa historycznego. Do najcenniejszych elementów tego dziedzictwa należą stare i bardzo malownicze, średniowieczne miasteczka, gdzie mimo znacznych zniszczeń wojennych zachowały się cenne zabytki architektury, przede wszystkim fragmenty średniowiecznych fortyfikacji obronnych i założenia dawnej, wewnętrznej struktury tych miast, liczne zabytki architektury sakralnej obejmujące niekiedy duże zespoły klasztorne oraz kościoły z różnych okresów historycznych, a także obiekty architektury świeckiej – zamki, pałace, okazałe zespoły parkowo-pałacowe.

Dla geologów szczególnie interesującym zagadnieniem, obok często bogatej i burzliwej historii tych miast i ich zabytków, jest wykorzystanie kamienia jako materiału konstrukcyjnego do wznoszenia tych budowli, a także jako materiału dekoracyjnego i rzeźbiarskiego, do zdobienia fasad zewnętrznych i ozdoby wnętrz. Jak szerzej pokazano w artykule ogólnym nt. kamienia w architekturze i sztuce w tomie materiałów konferencyjnych naszego Zjazdu, cechą znamioną zabytków tego regionu jest swoiste „piętno” zastosowania lokalnych materiałów skalnych – od kamienia polnego, do lokalnych surowców skalnych pochodzących z pobliskich złóż zachodniej części Dolnego Śląska. Podane poniżej syntetyczne informacje przedstawiono z nadzieją, że zwrócą uwagę Uczestników Zjazdu na ciekawą problematykę zastosowania kamienia w zabytkach architektury tego regionu i dopomogą w ich odkryciu podczas wycieczek terenowych.

Stanowisko 1. Bolesławiec

W zabytkach architektury Bolesławca dominują miejscowe, jasnoszare piaskowce górnej kredy, używane zarówno jako materiał budowlany, jak i dekoracyjny.

1. Ratusz (XVI w.) i wiele innych kamienic na Rynku, wykonano i ozdobiono używając jasnoszarego piaskowca górnokredowego. Na szczególną uwagę zasługuje portal na południowej fasadzie bloku śródrynkowego oraz znacznych rozmiarów kamienne schody po zachodniej stronie Ratusza.

2. Sanktuarium Maryjne p.w. Wniebowziętej Matki Kościoła (XV w.) po wschodniej stronie Rynku, zbudowane i dekorowane rzeźbą z jasnego piaskowca ciosowego. Uwagę przyciągają również piaskowcowe epitafia, głównie na południowej fasadzie kościoła. Wnętrze ma bogaty, barokowy wystrój – m.in. chrzcielnicę i ambonę z II połowy XVIII w.

3. Kościół p.w. Matki Boskiej Nieustającej Pomocy na zachód od Rynku, zbudowany w latach 1752-56 na miejscu dawnego zamku książęcego. Neogotycką kamienną wieżę dobudowano w latach 1834-35.

4. Fragmenty murów miejskich dobrze zachowane po południowej stronie Starego Miasta, wraz z basztami, do budowy których użyto miejscowych piaskowców.

5. Dom śmierci marszałka Kutuzowa (zm. 28.04.1813 r.) – bohatera kampanii antynapoleońskiej – oraz ustawiony opodal poświęcony mu czarny obelisk.

6. Gmach sądu, na północny-zachód od Rynku, w którym elementy konstrukcyjne i dekoracyjne wykonano z kilku odmian jasnoszarych i żółtawych piaskowców.

7. Wiadukt kolejowy nad Bobrem (1844-1846), wykonany w całości z lokalnego piaskowca kredowego, jest jednym z najdłuższych tego typu wiaduktów w Polsce i w Europie. Ma długość 490 m, szerokość 8 m, wysokość 26 m, 35 przęseł o rozpiętości 15.0, 11.5 i 5.65 m. Most był częściowo zniszczony 10.02.1945 r., odbudowany w 1947 r. i gruntownie odnowiony (wypiaszkowany) w 2009 r.

8. Cmentarz żołnierzy rosyjskich z 1812 i 1945 r. (~5 km na zachód od Bolesławca, przy drodze do Zgorzelca). W centralnym punkcie cmentarza jest pomnik nad grobem marszałka Kutuzowa; zabalsamowane ciało tego wielkiego bohatera narodowego Rosji zostało pochowane w Soborze Kazańskim w St. Petersburgu. Elementy architektury cmentarza i pomniki grobowe są wykonane niemal wyłącznie z bolesławieckich piaskowców.

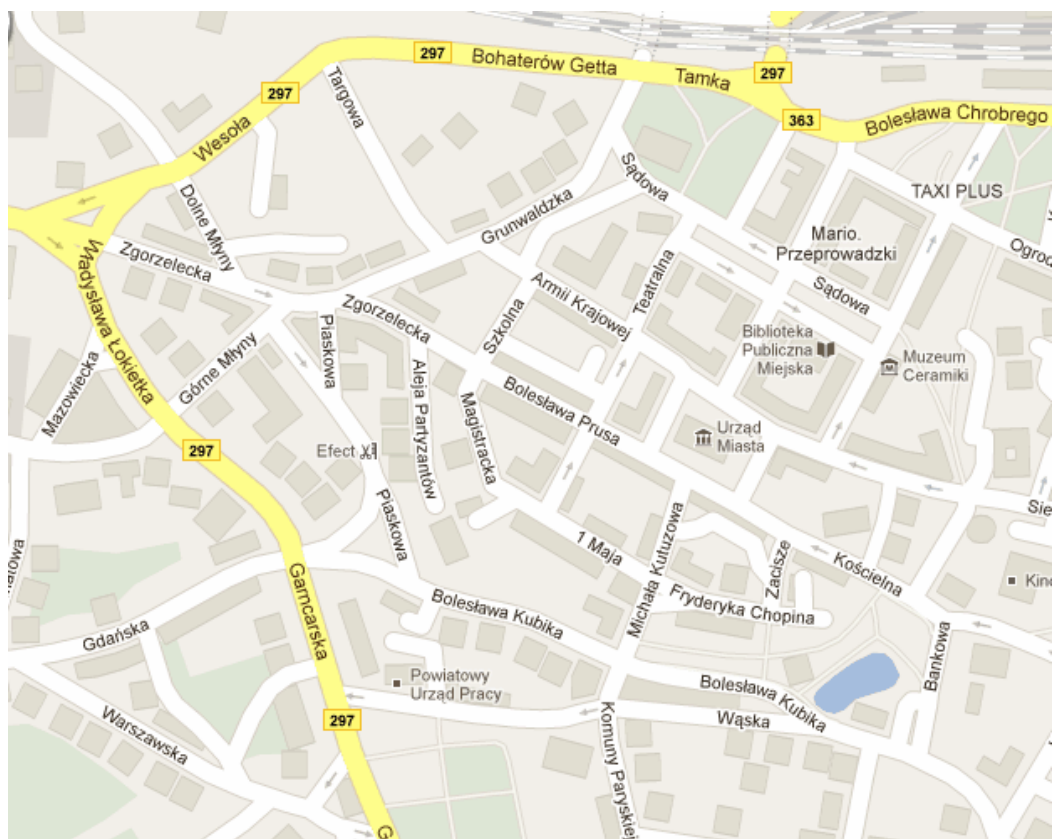


Fig. 1. Kamień w zabytkach Bolesławca (źródło: Google Maps; numery pokazują lokalizację wyżej opisanych zabytków; obiekty 7 i 8 leżą poza mapą, na zachód od miasta)

Stanowisko 2. Lwówek Śląski

Zabytki tego miasta noszą również niezwykle silne „piętno” stosowania lokalnych kamieni – kredowych piaskowców ciosowych. Miasto otoczone jest podwójnym pierścieniem średniowiecznych kamiennych murów obronnych z zachowanymi wieżami bramnymi.

1. Ratusz – renesansowy, z początku XVI w.; na jego południowej fasadzie znajdują się niezwykle finezyjnie rzeźbione piaskowcowe obramienia okien. Jasnoszarym piaskowcem zdobione są także inne, sąsiednie budynki oraz dwie fontanny na Rynku.

2. Kościół p.w. Wniebowzięcia Najświętszej Marii Panny (~1300 r.), na zachód od Rynku, jest niemal w całości wykonany z jasnoszarego piaskowca ciosowego. Monumentalne wieże rozdziela bogato zdobiony, wczesnogotycki portal – jeden z najstarszych na Dolnym Śląsku, wykonany z nietypowego jak na Lwówek materiału – czerwonego piaskowca (pstry piaskowiec?). Szczególną atrakcją są żłobienia w kamieniu, widoczne na przyporach południowej fasady, powstałe przy ostrzeniu narzędzi, mieczy i sztyletów (przed wyruszeniem na wojnę). We wnętrzu kościoła znajduje się wiele godnych uwagi obiektów – najstarszy na Śląsku drewniany krzyż z 1410 r. (w bocznym westybulu), kamienna chrzcielnica z 1560 r., sklepienie zakrystii, kamienne ołtarze. Obok kościoła znajduje się, zbudowana również z piaskowca, kaplica św. Krzyża, a także budynek parafialny z portalem bogato dekorowanym piaskowcem.

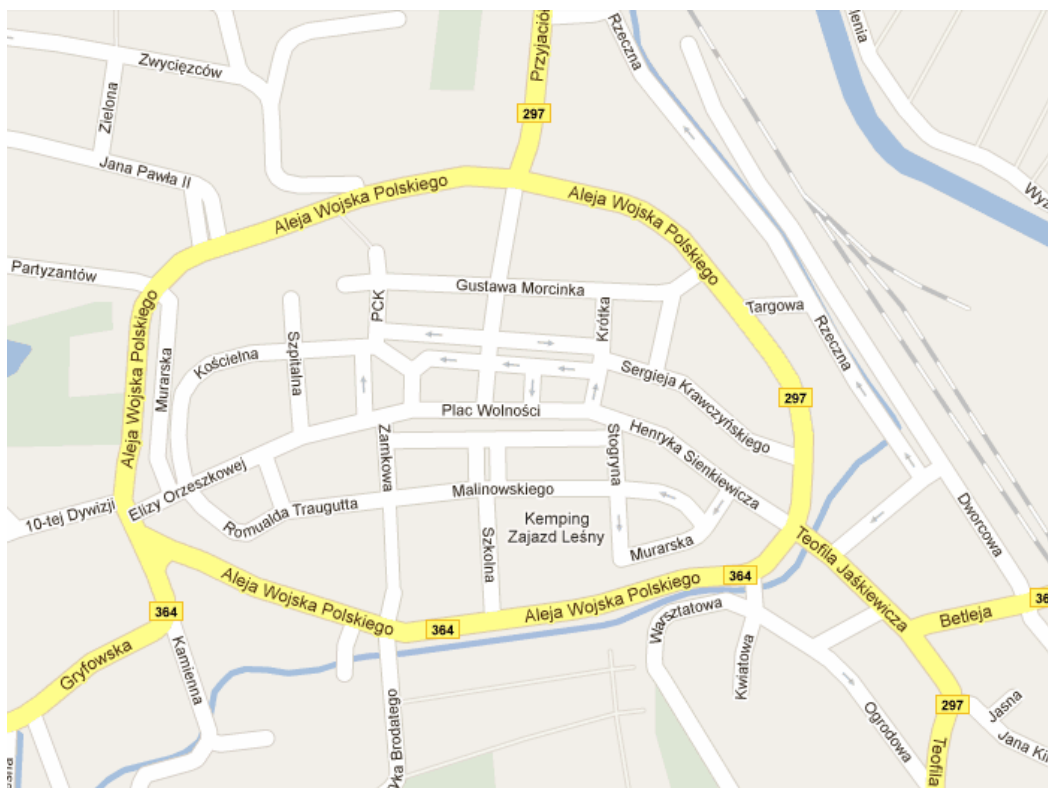


Fig. 2. Kamień w zabytkach Lwówka Śląskiego (źródło: Google Maps; numery pokazują lokalizację opisanych zabytków; obiekty 7 i 8 leżą poza mapą, na wschód od miasta)

3. Pofranciszkański zespół klasztorny (po południowej stronie Rynku) z **Kościółem p.w. św. Piotra i Pawła** (XIII w.) – ma okazałe piaskowcowe portale i liczne epitafia i rzeźby na północnej fasadzie. Fragmenty piaskowcowych płyt nagrobnych umieszczono również w murze okalającym dziedziniec przykościelny.

4. Wieża kościoła ewangelickiego to kolejny, wyrazisty element architektury kamiennej po południowej stronie miejskiej starówki.

5. Wieża Lubańska – zachodnia brama miejska, stanowi bardzo okazały element fortyfikacji obronnych miasta.

6. Wieża Bolesławiecka – od północy – druga z zachowanych wież bramnych średniowiecznego Lwówka.

7. Kamienny most na Bobrze (1792 r.) jest również godnym obejrzenia zabytkiem. Ma 6 przęseł, 61 m długości i 9 m szerokości.

8. Plakowice – dziś wschodnia dzielnica Lwówka Śląskiego – słyną z XVI-wiecznego zamku. Wejście do niego dekoruje bogato rzeźbiony piaskowcowy portal, a wewnętrzny dziedziniec otaczają arkady wykonane z tego samego, białawego i bardzo drobnoziarnistego piaskowca.

Stanowisko 3. Lubań

Na dawnej architekturze tego miasta silne piętno wywiera dostępność na miejscu ważnego i specyficznego surowca skalnego – czarnego bazaltu.

1. Ratusz Miejski na Rynku w Lubaniu (1539 r.), uważany za jeden z najpiękniejszych zabytków renesansu na Śląsku, jest dziś gruntownie remontowany – odnawiane są m.in. piękne portale wykonane z jasnoszarego piaskowca.

2. Baszta Bracka (początek XIV w.), po południowej stronie Starówki, wyróżniająca się cylindryczną sylwetką i imponującymi rozmiarami, stanowi element systemu fortyfikacji obronnych miasta. Dolna część baszty zbudowana jest z czarnego bazaltu, wydobywanego od dawna na południowych obrzeżach miasta. Górna część baszty, wraz z późniejszym XIX-wiecznym krenelażem, jest wykonana z cegły.

3. Mury obronne – dobrze zachowane fragmenty okalają Stare Miasto od zachodu. Wykonane również z kamienia bazaltowego mury o grubości 2.4 m były otoczone fosą, łączyły cztery główne bramy miejskie i były wzmocnione półcylindrycznymi basztami.

4. „Dom pod okrętem” (1715 r.) – zlokalizowany tuż obok murów – ma piękną sylwetkę; należał niegdyś do znanej rodziny kupieckiej Kirchoffów. Nazwa domu pochodzi od żaglowca przedstawionego na efektownej płaskorzeźbie z jasnoszarego piaskowca, umieszczonej ponad portalem.

5. „Dom Solny” – znany zabytek miasta, na SW od Rynku, wzniesiony w latach 1537-39 jako magazyn zboża i soli. Przy swojej prostocie architektonicznej, jest on wyjątkowo pięknym przykładem wykorzystania miejscowego kamienia bazaltowego. Bloki bazaltu w murze mają często zarysy określone naturalnymi, wielokątnymi spękaniem. Małe otwory okienne posiadają kontrastujące czerwoną barwą ceglane obramienia. Pod gzymsem, na południowej ścianie, znajduje się niewyraźny napis z datą 1539 r. W XIX w. budynek zmienił swoje przeznaczenie z magazynu na więzienie.

6. Wieża Kramarska to pozostałość po pierwszym ratuszu, który spłonął w pożarze w 1487 r. Górna część wieży, o zarysie ośmiobocznym, jest wykonana z cegły i kamienia. Przy okazji warto zwrócić uwagę na piaskowcowy obelisk po północno-zachodniej stronie Rynku.

7. Wieża Trynitarcka, na północ od Rynku, to dzwonnica pozostała po nieistniejącym już dziś kościele św. Trójcy (przed 1320 r.), który uległ zniszczeniu podczas pożaru w 1760 r. Wieża, na rzucie kwadratu, przechodząca ku górze w ośmiobok, jest dziś otynkowana. Po jej północnej stronie zachowany jest barokowy pomnik nagrobny wykonany z jasnego piaskowca.

8. Kościół p.w. Trójcy Świętej (1859-61) – neogotycki, wybudowany w miejscu dawnej Bramy Nowogrodzieckiej. Kościół wykonano z czerwonej cegły i kamienia naturalnego (typu gnejsów izerzkich), a portal oraz obramienia okien są zdobione czerwoną ceramiką. Maswerki są z jasnoszarego piaskowca, a w bramie wejściowej, po obu stronach u dołu, mamy bloki czerwonego piaskowca.

Na uwagę zasługuje też dawna architektura wsi lubańskiej, gdzie wykorzystywano powszechnie miejscowy bazalt.

9. „Domy bazaltowe” – przykłady dobrze zachowanych XIX-wiecznych wiejskich zabudowań tego typu można znaleźć m.in. na południowych przedmieściach Lubania (ul. Boczna, po zachodniej stronie szosy jeleniogórskiej). Fasady kilku wiejskich budynków mają efektowne okładziny wykonane z czarnego bazaltu, bardzo dekoracyjnie skomponowane z elementami konstrukcyjnymi z czerwonej cegły. „Domy bazaltowe” to niezwykle charakterystyczne dla okolic Lubania formy architektury wiejskiej, wykonane z lokalnego kamienia bazaltowego.



Fig. 3. Kamień w zabytkach Lubania (źródło: Google Maps; numery pokazują lokalizację wyżej opisanych zabytków; obiekt 9 leży poza mapą, na południe od miasta)

Stanowisko 4. Żagań

Większość zabytków architektonicznych Żagania znajduje się na terenie opasanym zachowanymi fragmentarycznie, średniowiecznymi murami miejskimi, które powstały na początku XIV w. W zabytkach tych łatwo zauważyć, że w dawnych czasach używano przede wszystkim lokalnych materiałów – kamienia polnego, w tym również polodowcowych glazów narzutowych. Położenie miasta w znacznym oddaleniu od dolnośląskich złóż surowców skalnych ograniczało ich użycie przy wznoszeniu murów i innych obiektów architektonicznych.

1. Wieża Ratusza (neoklasycystyczna, z 1880 r.) w Rynku, na miejscu pierwotnego ratusza gotyckiego z XIV-XVI w.

2. Pałac Lobkowitzów (XVII w.) wzniesiony przy malowniczym zakolu Bobru na miejscu średniowiecznego zamku. Fasady budynku są pokryte dekoracyjnym tynkiem, ale niektóre elementy konstrukcyjne i dekoracyjne są wykonane z kamienia naturalnego, szczególnie z jasnoszarego, dziś spatynowanego piaskowca.

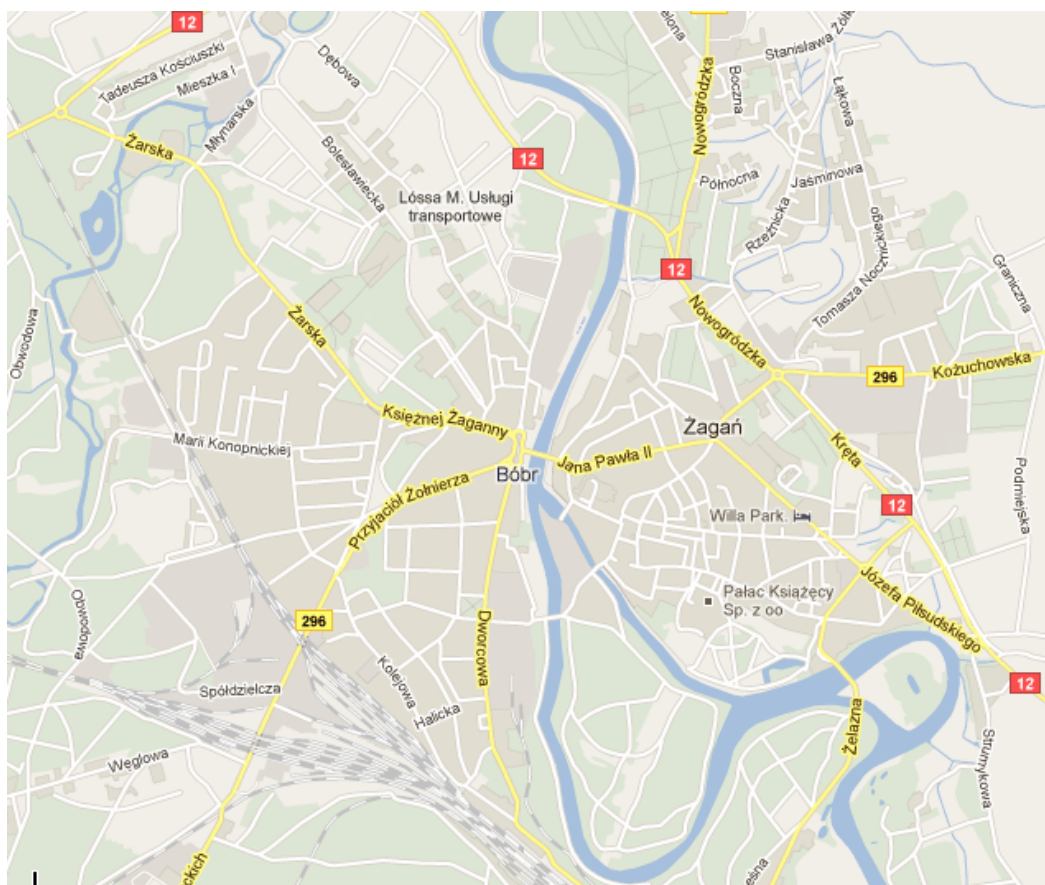


Fig. 4. Kamień w zabytkach Żagania (źródło: Google Maps; numery pokazują lokalizację opisanych zabytków)

3. Zespół poaugustiański, obejmujący **Kościół Wniebowzięcia Najświętszej Marii Panny** (XIII w.) i przyległe budynki klasztoru, konwiktu i spichlerza klasztorowego. Architektura zewnętrzna, z wyjątkiem renesansowej loggi, zachowała wyraźny styl gotycki, a wnętrze ma wystrój barokowy. Dobrze wyeksponowana południowa fasada bazyliki ukazuje niezwykle charakterystyczny dla dawnych zabytków Żagania mur, zbudowany w dużej części z otoczków i kamienia polnego. Niektóre elementy konstrukcyjne i partie muru są zbudowane z czerwonej cegły. Portal południowy, brama prowadząca na dziedziniec klasztorny, loggia oraz okazała rzeźba NMP po południowej stronie kościoła są wykonane z jasnych piaskowców, w większości górnokredowych z okolic Bolesławca. Warto zwrócić też uwagę na oryginalne bruki wokół kościoła, wykonane z kamienia polnego. Od zachodu teren klasztorny zamykają dobrze zachowane fragmenty murów z okazałą wieżą – tu również dominującym materiałem budowlanym są otoczaki-eratyki.

4. Zespół pofranciszkański obejmuje **Kościół św. Piotra i Pawła** (ufundowany w 1293 r.) oraz pozostałości klasztoru franciszkanów i dawnego kolegium. Monumentalna wieża kościoła (1604 r.) jest otynkowana, ale w południowej fasadzie można oglądać oryginalny mur kamienny zbudowany z otoczków kamiennych – eratyków. Niektóre elementy konstrukcyjne oraz przypory, a także fragmenty starszych, zamurowanych dziś okien, zbudowane są z czerwonej cegły. Zrekonstruowane gotyckie maswerki w oknach były zapewne oryginalnie wykonane z jasnych piaskowców kredowych. Po wschodniej stronie kościoła zachowane są częściowo odrestaurowane fragmenty kamiennych murów miejskich, zbudowane z polodowcowych otoczków (gnejsy, granity i in.).

5. Kościół p.w. Nawiedzenia Najświętszej Marii Panny (pierwotny z 1444 r.) wraz z otaczającym cmentarzem położone są na wzgórzu po zachodniej stronie miasta. Kościół jest dziś otynkowany. Obok niego znajduje się **Kaplica Bożego Grobu** (po 1598 r.) – wierna kopia Kaplicy Grobu Chrystusa w Jerozolimie wykonana z piaskowców górnokredowych. Na uwagę zasługuje też, również piaskowcowa, okazała kaplica grobowa w zachodniej części cmentarza.

6. Kościół św. Ducha (1702 r.) z kilkoma piaskowcowymi rzeźbami zdobiącymi fasadę szczytową.

7. Wieża kościoła poewangelickiego (1845 r.) z czerwonej cegły, z ażurową, żeliwną iglicą; wieża od 2004 r. jest udostępniona dla zwiedzających.

8. Budynek poczty – z czerwonej cegły, ładnie dekorowany jasnoszarym, nieco ściemniałym piaskowcem górnokredowym.

9. Wieża Bismarcka – dla uczczenia Ottona von Bismarcka (ukończona w 1909 r.), zbudowana w dużej części z lokalnych głazów narzutowych oraz śląskich granitów – szarych z okolic Strzegomia i czerwonych karkonoskich w części szczytowej. Główny portal zdobią granitowe kolumny oraz postać leżącego lwa powyżej wejścia. Na szczycie wieży znajdowała się misa ogniowa – do rozpalania ognia i oświetlania wieży z okazji ważnych świąt kilka razy w roku.

W pracy wykorzystano informacje nt. historii zabytków pochodzące ze stron internetowych urzędów administracji państwowej i lokalnych instytucji w Bolesławcu, Lwówku Śląskim, Lubaniu i Żaganiu.



Doświadczenie zdobyte podczas prowadzonej od ponad 40 lat działalności kadra naukowa o wysokich kwalifikacjach i specjalistycznych uprawnieniach wdrożone standardy ISO 9001 oraz 14001

gwarantują wysokiej jakości prace badawcze i projektowe, m.in. w zakresie: górnictwa i geoinżynierii; geologii i hydrogeologii; ochrony środowiska; nowoczesnych technologii pozyskiwania energii oraz geodezji.

Posiadamy także akredytowane laboratoria badawcze, które prowadzą:

- badania obudów górniczych, geomechanicznych własności skał, betonów i gruntów,
- badania środowiska pracy pod kątem zagrożeń naturalnych (pyły, gazy, temperatura),
- pomiary elektryczne.

Zakład Studiów i Analiz Geologicznych

Oferuje usługi w zakresie:

- kompleksowej obsługi geologicznej procesu poszukiwania, rozpoznawania i dokumentowania wszystkich kopalni oraz wód podziemnych
- badań i analiz geologicznych na potrzeby ochrony środowiska
- konsultingu i doradztwa w zakresie geologii złóż i hydrogeologii
- kompleksowych analiz potencjału projektów złożowych w kraju i za granicą
- kompleksowych prac prospekcyjnych i eksploatacyjnych w kraju i za granicą
- prac studialnych w zakresie geologii
- geologicznej obsługi wierceń
- możliwości współpracy w ramach projektów badawczych i rozwojowych z zakresu geologii i hydrogeologii

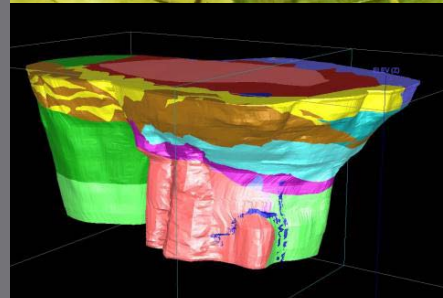
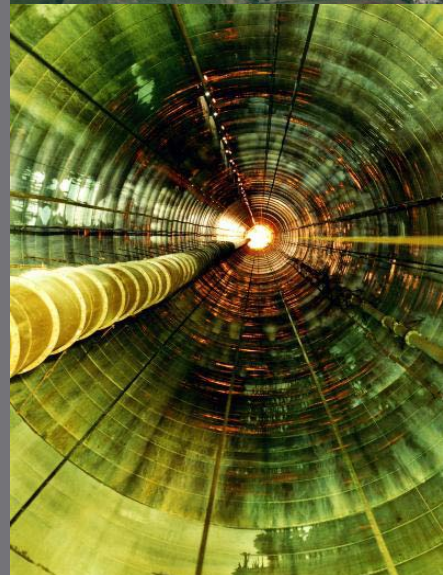
W swoich pracach wykorzystujemy najnowsze techniki badawcze i metody modelowania numerycznego złóż oraz warunków hydrogeologicznych.

Dysponujemy specjalistycznym oprogramowaniem wspomagającym nasze prace, m.in. Surpac, GMS, Visual Modflow, AquaChem, Microstation, AutoCad, Surfer.

Kierownik: dr Magdalena Worsa-Kozak
 e-mail: mworsa@cuprum.wroc.pl
 tel.: (71) 78 12 247

Zapraszamy do współpracy!

www.cuprum.wroc.pl





Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy

Państwowy Instytut Geologiczny jest jednostką badawczo-rozwojową o statusie Państwowego Instytutu Badawczego, powołaną do życia w 1919 roku. Instytut jest nadzorowany przez Ministra Środowiska. Ulokowana w Instytucie służba hydrogeologiczna podlega bezpośredniemu nadzorowi Prezesa Krajowego Zarządu Gospodarki Wodnej. Działalność Instytutu, wyrażona poprzez wykonywanie zadań państwowej służby geologicznej i państwowej służby hydrogeologicznej, odpowiada bieżącym potrzebom państwa polskiego oraz rozwojowi jego społeczeństwa. PIG-PIB realizuje swoją misję poprzez aktywną działalność we wszystkich dziedzinach nauk o Ziemi na całym terytorium Polski. Jest on głównym depozytariuszem i źródłem wiedzy, informacji i danych geologicznych, hydrogeologicznych i geosrodowiskowych w Polsce.

Istotą działalności Instytutu jest:

- Realizacja ustawowych zadań służby geologicznej i hydrogeologicznej.
- Zapewnienie podstaw naukowych do działalności związanej z wypełnianiem zadań służby.
- Rozwój badań podstawowych w zakresie nawiązującym do zadań służb, zadań statutowych i zadań wynikających ze statusu Państwowego Instytutu Badawczego.

Niezmiernie ważne jest wypracowanie odpowiedniej równowagi pomiędzy wyżej wymienionymi nurtami działalności PIG-PIB oraz ich ciągłe dostosowywanie do aktualnych potrzeb kraju i społeczeństwa.

Główne instytucje zlecające i finansujące prace Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego



Działalność PIG-PIB w pierwszym rzędzie koncentruje się na wypełnianiu ustawowych zadań służby wynikających z odpowiednich regulacji prawnych.

Zadania **państwowej służby geologicznej** pełnione są na podstawie ustawy *Prawo geologiczne i górnicze* (Dz.U. z dnia 4 lutego 1994 nr 27, poz. 96, z późniejszymi zmianami). Należą do nich w szczególności:

- Obsługa Centralnego Archiwum Geologicznego.
- Prowadzenie centralnego banku danych geologicznych i hydrogeologicznych.
- Przygotowywanie materiałów do *Bilansu zasobów kopalin i wód podziemnych w Polsce* oraz obsługa rejestru tych zasobów.
- Koordynowanie i realizacja prac kartografii geologicznej oraz wykonywanie projektów pilotażowych.
- Obsługa rejestru obszarów górniczych.
- Koordynacja zadań w zakresie ochrony georóżnorodności.

Do zadań **państwowej służby hydrogeologicznej**, wynikających z ustawy *Prawo wodne* (Dz.U. z dnia 11 października 2001 nr 115, poz. 1229, z późniejszymi zmianami), należą:

- Wykonywanie pomiarów i obserwacji hydrogeologicznych.
- Gromadzenie, przetwarzanie, archiwizowanie oraz udostępnianie zgromadzonych informacji, w szczególności dotyczących wielkości zasobów oraz stanu chemicznego i ilościowego wód podziemnych.
- Prowadzenie i aktualizacja baz danych hydrogeologicznych.
- Wykonywanie bieżących analiz i ocen sytuacji hydrogeologicznej.
- Opracowywanie oraz przekazywanie prognoz zmian wielkości zasobów, stanu oraz zagrożeń wód podziemnych.
- Opracowywanie i przekazywanie organom administracji publicznej ostrzeżeń przed niebezpiecznymi zjawiskami zachodzącymi w strefach zasilania oraz poboru wód podziemnych.