

LXXXIII

ZJAZD NAUKOWY

POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO



Biała Podlaska, 29–31 maja 2014 r.

**WYZWANIA GEOLOGII REGIONU LUBELSKIEGO
W XXI WIEKU**



POLSKIE TOWARZYSTWO GEOLOGICZNE



LXXXIII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego

Biała Podlaska, 29–31 maja 2014 r.

WYZWANIA GEOLOGII REGIONU LUBELSKIEGO W XXI WIEKU

Materiały konferencyjne
pod redakcją
Włodzimierza Mizerskiego



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Warszawa 2014

Patronat honorowy:

Prof. dr hab. Jerzy NAWROCKI – Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego
Sławomir BRODZIŃSKI – Wiceminister Środowiska, Główny Geolog Kraju
Dr hab. Jolanta SZOŁNO-KOGUC, prof. nadzw. – Wojewoda Lubelski
Mariusz ZAWISZA – Prezes Zarządu Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa SA
Krzysztof HETMAN – Marszałek Województwa Lubelskiego

Komitet honorowy:

Prof. dr hab. Adam GASIŃSKI – Prezes Polskiego Towarzystwa Geologicznego
Dr hab. Jolanta SZOŁNO-KOGUC, prof. nadzw. – Wojewoda Lubelski
Prof. dr hab. Józef BERGIER – Rektor Państwowej Szkoły Wyższej im. Papieża Jana Pawła II w Białej Podlaskiej
Dr hab. Stanisław MICHAŁOWSKI, prof. nadzw. – Rektor Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie

Instytucje współorganizujące:

Oddział Warszawski Polskiego Towarzystwa Geologicznego
Oddział Lubelski Polskiego Towarzystwa Geologicznego
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy w Warszawie
Wydział Nauk Ekonomicznych i Technicznych, Katedra Nauk o Środowisku Państwowej Szkoły Wyższej im. Papieża Jana Pawła II w Białej Podlaskiej
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie

Komitet organizacyjny:

Zarząd: dr Izabela PLOCH – przewodnicząca
prof. dr hab. Jerzy NITYCHORUK
dr hab. Radosław DOBROWOLSKI, prof. nadzw.
Sekretarze: dr Katarzyna ŚWIERCZEWSKA-PIETRAS, dr Przemysław MROCZEK
Członkowie: dr hab. Włodzimierz MIZERSKI, prof. nadzw. PIG-PIB, dr inż. Alicja BARANOWSKA,
dr inż. Albin ZDANOWSKI, mgr Agnieszka JĘDRZEJEWSKA, mgr Monika MADEJ,
mgr Krzysztof MAJER, mgr Rafał SIKORA, mgr Łukasz ZBUCKI

Komitet Redakcyjny: Włodzimierz MIZERSKI, Izabela PLOCH, Przemysław MROCZEK, Katarzyna ŚWIERCZEWSKA-PIETRAS,
Łukasz ZBUCKI

Redaktorzy techniczni: Przemysław MROCZEK, Łukasz ZBUCKI

Akceptował do druku dnia 13.05.2014 r.

Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego
prof. dr hab. Jerzy NAWROCKI

© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa 2014

ISBN 978-83-7863-312-9

Projekt, opracowanie typograficzne i redakcja merytoryczna: Michał Dziubielski
Skład i łamanie: Paulina Janik
Adres redakcji: Zakład Publikacji PIG-PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Projekt okładki: Monika Madej

I strona – dolina Bugu w Neplach (fot. Ł. Zbucki)

IV strona – Park Radziwiłłów w Białej Podlaskiej (fot. K. Świerczewska-Pietras)

Druk i oprawa: 2M s.c., ul. Makowska 139/141, 04-344 Warszawa

SPIS RZECZY

Przedmowa	7
-----------------	---

ABSTRAKTY

<i>Paweł CZARNIAK, Grzegorz PACANOWSKI</i> Złożoność budowy podłoża budowlanego w okolicach Lublina na przykładzie badań geofizycznych na podzamczu w Lublinie	11
<i>Ireneusz DYRKA</i> Gaz ziemny w łupkach – polskie perspektywy na tle amerykańskich doświadczeń	11
<i>Jerzy FEDOROWSKI</i> Koralowce Rugosa z dolnego serpuchowu niektórych wierceń Lubelszczyzny	12
<i>Zbigniew FRANKOWSKI, Paweł PIETRZYKOWSKI</i> Lessy jako grunty problematyczne dla inwestycji budowlanych na Lubelszczyźnie	13
<i>Przemysław GEDL</i> Cysty dinoflagellata morskiego eocenu Roztocza– biostratygrafia i paleośrodowisko	14
<i>Martyna GRELEWICZ, Justyna KACZMARCZYK, Jerzy ŻABA</i> Cechy strukturalne utworów fanerozoiku w otworze Narol IG-1 - SW strefa krawędziowa kratonu wschodnioeuropejskiego	15
<i>Miłosz HUBER</i> Badania petrologiczne wybranych próbek skał użytych, jako detale architektoniczne z obrębu starego miasta Lublina, Zamościa i Sandomierza	15
<i>Miłosz HUBER</i> Charakterystyka mineralogiczna skał w profilu granicy kreda/paleogen w wybranych odsłonięciach Lubelszczyzny	16
<i>Miłosz HUBER</i> Paleogleby z okolic Parchatki w świetle badań petrologiczno-geochemicznych	17
<i>Miłosz HUBER</i> Porównanie piaskowców z okolicy Piotrkowa, Chełma i Chrzanowa	18
<i>Miłosz HUBER</i> Główne kierunki spękań w wybranych odsłonięciach zachodniej Lubelszczyzny	19
<i>Henryk Jacek JEZIERSKI</i> Geologiczno-górniczne wyzwania w regionie lubelskim w związku z budową nowej kopalni węgla kamiennego	20
<i>Justyna KACZMARCZYK, Martyna GRELEWICZ, Jerzy ŻABA</i> Styl deformacji utworów kambryjskich w otworze wiertniczym Dyle ig-1 brzeżna strefa kratonu wschodnioeuropejskiego	20
<i>Mirosław KAMIŃSKI</i> Zagrożenia geodynamiczne wybranego obszaru Podlasia i Lubelszczyzny w świetle cyfrowej analizy zdjęć lotniczych i danych z lotniczego skaningu laserowego ALS	21
<i>Paweł H. KARNKOWSKI, Jacek R. KASIŃSKI</i> Paleogeografia i architektura utworów paleogenu Lubelszczyzny (SE Polska)	22
<i>Jacek R. KASIŃSKI, Barbara SŁODKOWSKA</i> Bursztynonośne osady eocenu wschodniego obrzeżenia epikontynentalnego basenu Morza Północnego	23
<i>Piotr KASZA, Krzysztof LABUS, Klaudia WILK</i> Energetyzowane ciecze szczelinujące – nowoczesne narzędzie inżynierii geologicznej	24

<i>Ewa KRZESZOWSKA</i>	
Poziomy faunistyczne Lubelskiego Zagłębia Węglowego - nowe dane	25
<i>Małgorzata LABUS</i>	
Degradacja cementów wiertniczych – wstępne wyniki badań projektu CEMENT	26
<i>Krzysztof LABUS, Renata CICHA-SZOT, Grzegorz LEŚNIAK</i>	
Projekt ENFLUID – między geologią a inżynierią złożową	27
<i>Monika MADEJ, Krzysztof MAJER</i>	
Baza danych geologiczno-inżynierskich i atlasy geologiczno-inżynierskie wybranych obszarów kraju w aspekcie projektowanego atlasu geologiczno-inżynierskiego aglomeracji lubelskiej	28
<i>Włodzimierz MIZERSKI, Orest STUPKA, Izabela OLCZAK-DUSSELDORP</i>	
Korelacja bloków przedpola kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce z blokami przedpola tego kratonu na Ukrainie i jej znaczenie dla poszukiwań gazu łupkowego	29
<i>Jerzy NITYCHORUK, Marek ZREDA, Marta CHODYKA, Katarzyna ŚWIERCZEWSKA-PIETRAS, Łukasz ZBUCKI</i>	
Pomiar wilgotności gleby z wykorzystaniem neutronów kosmogenicznych dla potrzeb geologii	30
<i>Marcin PASTERNAK, Jarosław SZULIK</i>	
Warunki występowania wód podziemnych pierwszego poziomu wodonośnego w granicach obszaru Natura 2000 – Puszcza Solska PLb060008	31
<i>Barbara PTAK</i>	
Elementy ekologicznej oceny złóż węgla kamiennego i kopalin pospolitych na Lubelszczyźnie	32
<i>Rafał SIKORA, Paweł WOŹNIAK, Andrzej PIOTROWSKI, Janusz HAISIG</i>	
Od mapy geologicznej do atrakcji geoturystycznej w „Geoparku Góra Świętej Anny”	33
<i>Magdalena SIKORSKA-JAWOROWSKA</i>	
Górnokambryjskie i tremadockie łupki z rejonu Narola (SE Lubelszczyzna) – potencjalne źródło węglowodorów?	34
<i>Mariusz SOCHA, Jakub SOKOŁOWSKI, Agnieszka FELTER, Jadwiga STOŻEK</i>	
Występowanie wód mineralnych i termalnych południowo-wschodniej części syneklizy podlaskiej	34
<i>Michalina ŚCIBISZ-KOSANOWSKA, Lidia ADACH, Katarzyna DYBKOWSKA</i>	
Edukacja o gazie w łupkach jednym z priorytetów projektu informacyjnego nt. węglowodorów z formacji łupkowych realizowanego przez państwową służbę geologiczną	35
<i>Paweł URBAŃSKI</i>	
Charakterystyka złóż węgla brunatnego Poniec – Krobia, Góra, Oczkowice pod kątem przyszłej eksploatacji	36
<i>Jadwiga WAGNER, Zbigniew KACZOROWSKI</i>	
Warunki hydrogeologiczne Zagłębia Lubelskiego	37
<i>Małgorzata WOŹNICKA</i>	
Eksploatacja gazu z łupków a gospodarka wodna kraju	43
<i>Albin ZDANOWSKI</i>	
Utwory karbonu produktywnego Lubelszczyzny i ich znaczenie gospodarcze	44

SESJE TERENOWE

Budowa geologiczna i walory geoturystyczne południowego Podlasia

<i>Marcin SZYMANEK, Krzysztof BIŃKA</i>	
Stanowisko Ortel Królewski	49
<i>Jerzy NITYCHORUK, Krzysztof BIŃKA</i>	
Stanowisko Ossówka	55

<i>Jan RODZIK, Sławomir TERPIŁOWSKI, Anna GODLEWSKA, Przemysław MROCZEK</i> Stanowisko Nepłe – monitoring rozwoju wąwozu w Rezerwacie “Szwajcaria Podlaska”	60
<i>Katarzyna ŚWIERCZEWSKA-PIETRAS, Łukasz ZBUCKI</i> Stanowisko Krzyczew	63
<i>Katarzyna ŚWIERCZEWSKA-PIETRAS, Łukasz ZBUCKI</i> Stanowisko Janów Podlaski	65
Surowce energetyczne regionu lubelskiego	
<i>Przemysław MROCZEK, Miłosz HUBER</i> Zespół pałacowo-parkowy rodu Zamoyskich w Kozłowie	68
<i>Iwona SIENIAWSKA, Jan WIERCHOWIEC</i> Cyców-8, otwór badawczy PD Co Sp. z o.o.	71
<i>Dariusz ORŁOWSKI, Robert SZWED</i> Zakład Górniczy Kopalnia Marglu w Rejowcu. Geologia złoża margli kredowych „Rejowiec”	77
<i>Przemysław MROCZEK, Miłosz HUBER</i> Lublin – średniowieczne miasto na lessach	79

PRZEDMOWA

LXXXIII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego (PTG) jest organizowany po raz pierwszy na południowym Podlasiu w Białej Podlaskiej. Tegoroczne spotkanie jest owocem współpracy naukowej PTG z instytucjami naukowymi realizującymi swoje badania w tym regionie oraz szerzej na Lubelszczyźnie. Dlatego też hasło przewodnie to „WYZWANIA GEOLOGII REGIONU LUBELSKIEGO W XXI WIEKU”. Uzupełnieniem sesji plenarnej jest dwudzielna sesja terenowa – pierwsza część jest realizowana wyłącznie na Podlasiu, zaś druga – na Polesiu i Wyżynie Lubelskiej. W ich trakcie uczestnicy będą mieli możliwość zapoznania się z geologią regionu, jej bazą surowcową i obiektami przemysłu wydobywczego. Ich uzupełnieniem będą punkty związane z geoturystyką i dziedzictwem geologicznym i kulturowym szeroko ujmowanej Lubelszczyzny.

Podczas Zjazdu będzie poruszana problematyka geologiczna regionu lubelskiego, stanowiącego przykład strefy kontaktowej jednostek o zróżnicowanej randze, zarówno geograficznej, jak też geologicznej i tektonicznej. Istotnymi zagadnieniami poruszonymi w części plenarnej oraz podczas sesji terenowych będą surowce energetyczne oraz perspektywy rozwoju energetyki opartej na własnych zasobach geologicznych.

Gospodarzem Zjazdu jest Wydział Nauk Ekonomicznych i Technicznych Państwowej Szkoły Wyższej im. Papieża Jana Pawła II w Białej Podlaskiej.

Organizatorzy

Komitet organizacyjny składa serdeczne podziękowania za pomoc materialną i organizacyjną Zjazdu następującym instytucjom:

Państwowemu Instytutowi Geologicznemu – Państwowemu Instytutowi Badawczemu



Polskiemu Górnictwu Naftowemu i Gazownictwu SA



ABSTRAKTY



ZŁOŻONOŚĆ BUDOWY PODŁOŻA BUDOWLANEGO W OKOLICACH LUBLINA NA PRZYKŁADZIE BADAŃ GEOFIZYCZNYCH NA PODZAMCZU W LUBLINIE

Paweł CZARNIAK, Grzegorz PACANOWSKI

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Jagiellońska 76, 03-301 Warszawa,
pawel.czarniak@pgi.gov.pl, grzegorz.pacanowski@pgi.gov.pl

Przy inwestycjach budowlanych można się spotkać z wieloma sytuacjami będącymi wyzwaniem dla projektantów, wykonawców czy zarządców obiektów. I to zarówno na etapie projektowania, wykonawstwa, jak i eksploatacji obiektu budowlanego. Geofizyka inżynierska aktywnie wspomaga geologów inżynierskich i projektantów w rozwiązywaniu problematycznych sytuacji.

W referacie zostanie zaprezentowany przykład złożoności podłoża budowlanego z regionu lubelskiego na podstawie badań geofizycznych. Głównym problemem była ocena szczelności dna głębokiego wykopu fundamentowego, zabezpieczonego ścianą szczelinową, której ostatecznie dokonano za pomocą geofizycznej metody tomografii elektrooporowej (ERT). Badania prowadzono na terenie dużej inwestycji budowlanej w Lublinie, w miejscu, gdzie występują skomplikowane warunki wodno-gruntowe. Zastosowane badania geofizyczne metodą ERT umożliwiły uzyskanie znakomitych efektów na etapie rozpoznania warunków gruntowo-wodnych i kontroli wykonanych prac naprawczych. Pozwoliło to na prawidłowe zaprojektowanie inwestycji.

GAZ ZIEMNY W ŁUPKACH – POLSKIE PERSPEKTYWY NA TLE AMERYKAŃSKICH DOŚWIADCZEŃ

Ireneusz DYRKA

Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, Adres: ul: Rakowiecka 4, 00-975
Warszawa, ireneusz.dyrka@pgi.gov.pl

Intensywna eksploatacja gazu ziemnego z łupków w Stanach Zjednoczonych i Kanadzie, która spowodowała na przestrzeni ostatnich kilku lat drastycznie spadające ceny tego surowca, spowodowała wzmożenie aktywności poszukiwawczej tego surowca również w Europie. Polska jest obecnie najbardziej aktywnym krajem pod względem poszukiwań gazu z łupków w całej Europie. Dotychczas zostało wykonanych około 60 otworów poszukiwawczych oraz aktywnych jest 80 koncesji na poszukiwanie i rozpoznawanie złóż niekonwencjonalnych przydzielonych przez Ministerstwo Środowiska. Głównym celem poszukiwawczym są łupki niższego paleozoiku, a zwłaszcza dolnego syluru i górnego ordowiku w obrębie kratonu wschodnioeuropejskiego. Niemniej jednak, istnieją jeszcze inne formacje łupkowe, w których mogą znajdować się potencjalne akumulacje gazu ziemnego, jak m.in. łupki dolnego karbonu na monoklinie przedsudeckiej czy też łupki ałunowe górnego kambru w basenie bałtyckim.

W Polsce nigdy wcześniej nie były wykonywane badania potencjału złóż niekonwencjonalnych, dlatego często przeprowadza się geologiczne, technologiczne i wiele innych analiz porównawczych do łupkowych basenów Stanów Zjednoczonych. Najczęściej porównuje się stratygrafię, głębokość zalegania, dojrzałość termiczną (% VRo), zawartość węgla organicznego (% TOC), miąższość oraz wiele innych parametrów mineralogicznych, petrofizycznych i geomechanicznych łupków. Trzeba mieć jednak na uwadze, że każdy basen i każdy łupek jest inny. Z pierwszych rezultatów odwierconych otworów można domniemywać, że istnieją miejsca w basenie bałtycko-podlasko-lubelskim, odpowiadające pod względem zawartości gazu z łupków czy też początkowej wydajności gazu z otworu (IP – Initial Productivity), najlepszym łupkowym basenom amerykańskim.

Pomimo istnienia różnych raportów szacunków zasobowych sporządzonych przez wiele instytucji, ciągle nie jesteśmy w sposób dokładny powiedzieć jak dużo posiadamy gazu w łupkach. Jest jednak nadzieja, że nowe dane geologiczne pozyskane na poszczególnych koncesjach umożliwią dokładne oszacowanie zasobów oraz identyfikację miejsc najbardziej perspektywicznych (Sweet Spots). Dane to powinny ułatwić odpowiedź na pytanie, jaką ilość gazu z łupków posiadamy oraz ile możemy go wydobyć w sposób ekonomiczny, bo to że on jest nie podlega żadnej wątpliwości.

KORALOWCE RUGOSA Z SERPUCHOWU DOLNEGO NIEKTÓRYCH WIERCEŃ LUBELSZCZYZNY

Jerzy FEDOROWSKI

Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Instytut Geologii, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań, jerzy@amu.edu.pl

Koralowce Rugosa serpuchowu dolnego (pendleianu) Lubelszczyzny pochodzą z siedmiu otworów odwierconych przez Państwowy Instytut Geologiczny (Chełm, Cyców, Husynne, Łuków, Parczew, Rudno i Telatyn). Z wyjątkiem dwóch okazów pochodzących ze stropu warstw malinowickich Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, koralowce tego wieku nie były dotychczas znane z obszaru Polski. Z Lubelszczyzny autor zidentyfikował rodzaje: ?*Cordibia*, *Cyathaxonia*, *Dibunophyllum*, *Nervophyllum*, *Rotiphyllum*, *Sochkineophyllum*, *Zaphrentites*, *Zaphrufimia* oraz cztery nowe. Większość rodzajów jest reprezentowana przez nowe gatunki. Rodzaj *Cordibia* i *Dibunophyllum subpercrassum* były dotychczas znane tylko z Basenu Donieckiego. Nowe taksony sugerują endemiczny charakter zespołu koralowców ze wskazaniem na powiązania z morzami platformy wschodnioeuropejskiej, co wydaje się naturalne wobec zmian w paleogeografii Europy Środkowej na pograniczu wizenu i serpuchowu. Skarłałe okazy *Dibunophyllum bipartitum*, występujące w rdzeniu wiertniczym Łuków IG 4, oraz występująca w tym otworze *Zaphrufimia*, zbliżona lub identyczna z *Z. disjuncta* z biozony E₁ Szkocji, stanowią relikty wizeńskie. Pierwszy z nich występuje również na wschodzie Europy. Wszystkie zbadane okazy zostały przetransportowane, jednak brak oznak wcześniejszej lityfikacji pozwala je uznać za równowiekowe z sedymentacją. Zróżnicowanie morfologiczne i różnorodna reprezentacja okazów w poszczególnych rdzeniach sugerują znaczne urozmaicenie fałdalnie siedlisk.

LESSY JAKO GRUNTY PROBLEMATYCZNE DLA INWESTYCJI BUDOWLANYCH NA LUBELSZCZYŹNIE

Zbigniew FRANKOWSKI, Paweł PIETRZYKOWSKI

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Jagiellońska 76, 03-301 Warszawa,
zbigniew.frankowski@pgi.gov.pl, pawel.pietrzykowski@pgi.gov.pl

Niezwykłe walory krajobrazowe związane z erozją wąwozową stanowią rekompensatę dla problemów inwestycyjnych obszarów lessowych. Osiadanie zapadowe, erozja wewnętrzna i powierzchniowa oraz osuwiska to tylko wybrane zjawiska związane z właściwościami fizycznymi, mechanicznymi i hydraulicznymi lessów, które pomimo ich dobrego rozpoznania, nadal stanowią problemem geologii inżynierskiej na etapie doradczo-eksperymentalnych badań podłoża i następującego po nich projektowania.

Autorzy przedstawiają doświadczenia dokumentacyjne oraz przeprowadzone dotychczas prace badawcze lessów na wybranych przykładach istniejących, budowanych i projektowanych inwestycji na obszarze Lubelszczyzny. Koncentrują się zarówno na zróżnicowaniu litologicznym lessów, jak i ich genezie, zgodnie z przyjętymi uwarunkowaniami geologiczno-inżynierskimi.

CYSTY DINOFLAGELLATA MORSKIEGO EOCENU ROZTOCZA – BIOSTRATYGRAFIA I PALEOŚRODOWISKO

Przemysław GEDL

Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków, ndgedl@cyf-kr.edu.pl

Obszar południowej Lubelszczyzny jest pozbawiony dobrze udokumentowanych paleontologicznie osadów eocenu, co mogłoby świadczyć o przewadze w tym czasie na omawianym obszarze denudacji. Inne światło na ten problem rzuca obecność ponad 40-metrowej miąższości osadów morskich eocenu, zachowanych w tektonicznej strukturze rowu Sołokiji na Roztoczu.

Dwudzielny profil eocenu w rowie Sołokiji – w dolnej części wykształcony jako bezwapniste piaski kwarcowo-glaukonitowe, w górnej jako bezwapniste piaski – był datowany mikropaleontologicznie i radiometrycznie, w zależności od metody, jako barton–priabon. Obecnie przeprowadzono badania zespołów organicznych cyst bruzdnic (Dinoflagellata) z ponad 30-metrowej miąższości sukcesji z otworu wiertniczego Leliszka. Opisano bogate zespoły składające się z ponad 130 gatunków. Ich interpretacja biostratygraficzna pozwala korelować dolną, wapnistą część piasków z bartonem, prawdopodobnie jego wyższą częścią. Podobny wiek można przypisać dolnej części interwału bezwapnistej. Najwyższa część profilu wydaje się natomiast reprezentować priabon, najprawdopodobniej jego niższą część. Analiza palinofacji oraz zespołów cyst Dinoflagellata pozwoliła na odtworzenie warunków środowiskowych, w jakich powstały badane utwory. Spągowa część powstała w warunkach płytkiego, lecz zapewne rozległego zbiornika morskiego, charakteryzującego się normalnym zasoleniem. Ku górze profilu zaznacza się stopniowe spływanie oraz pogorszenie warunków środowiskowych, prowadzące do przynajmniej częściowego wysłodzenia zbiornika. Najmłodsza, priabońska część badanej sukcesji powstała w płytkim zbiorniku morskim, który również uległ wysłodzeniu.

Porównanie eoceńskich zespołów cyst Dinoflagellata występujących na Roztoczu z tymi z sąsiednich obszarów sugeruje istnienie połączeń z basenem karpackim oraz basenem epikontynentalnym północnej Lubelszczyzny w bartonie. Natomiast w priabonie basen roztoczański był prawdopodobnie odizolowany od karpackiego. Głównym czynnikiem odpowiedzialnym w bartonie za rozmieszczenie zbiorników morskich w tej części Polski była zapewne eustatyka, podczas gdy w priabonie zaznaczyło się również podniesienie wału metakarpackiego.

CECHY STRUKTURALNE UTWORÓW FANEROZOIKU W OTWORZE NAROL IG-1 - SW STREFA KRAWĘDZIOWA KRATONU WSCHODNIOEUROPEJSKIEGO

Martyna GRELEWICZ, Justyna KACZMARCZYK, Jerzy ŻABA

Katedra Geologii Podstawowej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski,
41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60, martyna_grelewicz@o2.pl, justynakaczmarczyk@vp.pl, jzaba@interia.pl

Otwór wiertniczy Narol IG-1 zlokalizowany jest w SW strefie krawędziowej kratonu wschodnioeuropejskiego. Znajduje się on w pobliżu dyslokacji świętokrzyskiej, która kontynuuje się prawdopodobnie w tym regionie, oddzielając blok małopolski od łysogórskiego. Przebadano następujący interwał głębokościowy: 1940-3404 m, obejmujący utwory jury, syluru, ordowiku i kambru górnego.

Najmłodsze utwory analizowanego interwału głębokościowego czyli piaskowce glaukonitowe jury zalegają generalnie subhoryzontalnie i praktycznie nie wykazują oznak deformacji tektonicznych. Również klastyczne utwory syluru i ordowiku zalegają przeważnie poziomo lub są nachylone połoego pod kątami nie przekraczającymi 10-15°. Jedynie w spągowej części kompleksu ordowickiego (tremadok) występują dwie połoogie strefy nasunięcia o miąższości około 2,6m i 30cm, gdzie nachylenie zmienia się w granicach od 0 do 90°. W ich obrębie utworzyły się fleksuralne fałdy przynasunięciowe oraz fałdy obalone. W utworach syluru oraz ordowiku w otworze Narol IG 1 stwierdzono ponadto 4 generacje żyłek węglanowych powiązanych z powierzchniami połoogich uskoków nasuwczych, a także z uskokami przesuwczymi i normalnymi.

Najstarsze przebadane w otworze Narol IG-1 utwory kambru górnego również charakteryzują się subhoryzontalnym zaleganiem. Wyjątek stanowi partia stropowa, związana z lokalną, wąską strefą nasunięcia, gdzie nachylenie powierzchni sedymentacyjnych S0 ulega lokalnie zestromieniu do około 30°. Strefa ta przecinana jest przez liczne, nieregularne żyły mlecznego kwarcu, lokujące się tylko w piaskowcach kwarcytowych (żyły te nie kontynuują się do obok leżących ławic mułowcowych). Ponadto w stropie kompleksu górnokambryjskiego, w piaskowcach kwarcytowych stwierdzono przejawy stylolityzacji.

Styl tektoniczny utworów staropaleozoicznych w otworze Narol IG 1, został ukształtowany głównie przez procesy nasuwcze.

BADANIA PETROLOGICZNE WYBRANYCH PRÓBEK SKAŁ UŻYTYCH JAKO DETALE ARCHITEKTONICZNE Z OBRĘBU STAREGO MIASTA LUBLINA, ZAMOŚCIA I SANDOMIERZA

Miłosz HUBER

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,
Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin, miloh@interia.pl

Lublin, Zamość i Sandomierz to miasta, które mają wiele wyjątkowych cech. Na obszarze Lublina i Sandomierza stwierdzono osadnictwo jeszcze z czasów wczesnośredniowiecznych. W miastach tych są widoczne liczne budowle reprezentujące style architektoniczne od wczesnego gotyku po barok. Z kolei Zamość powstał w XVI wieku na zlecenie hetmana Jana Zamoyskiego. Postanowił on zbudować renesansowe miasto idealne i w tym celu sprowadził włoskiego architekta Bernarda Morando. Sandomierz jest położony w bliskim sąsiedztwie Gór Świętokrzyskich. W niewielkiej odległości od miasta znajdują się naturalne wychodnie wapieni, piaskowców i kwarcytów oraz licznie występujące narzutniaki w osadach plejstoceniowych. Różnorodność ta jest wyraźnie widoczna w wielu detalach architektonicznych miasta powstałych na przestrzeni wieków. Lublin jest położony wśród skał kredowych, paleogeńskich i neogeńskich. Najstarsze budowle miasta są zbudowane z piaskowców gielczewskich o spoiwie krzemionkowym, których naturalne nagromadzenia znajdują się w niewielkiej odległości od miasta (ok. 20 km). Z kolei bogate kamienice renesansowe i kościoły zawierają skały, które sprowadzono z zachodu Polski, zza Wisły. Zamość, miasto leżące na przedpolu Rostocza, zbudowano głównie z miejscowych skał, dostępnych na terenie Ordynacji Zamojskiej – wapieni detrytycznych i piaskowców.

Autorzy pobrali próbki skał z różnych detali architektonicznych miasta, a następnie poddali je badaniom petrologicznym w celu określenia cech strukturalnych tych skał, a także stopnia ich zwietrzenia. Wykonano preparaty płytek cienkich i zglądów, które poddano badaniom przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego Leica DM 2500P w świetle odbitym oraz przechodzącym. Wykonano także analizy fazowe w mikroobszarze dla poszczególnych próbek przy użyciu elektronowego mikroskopu skaningowego Hitachi SU6600 ze zmienną próżnią wraz z przystawką EDS firmy Thermo. Zbadane próbki skał wykorzystane w budynkach w obrębie starego miasta w wybranych lokalizacjach mają cechy typowe dla swoich odpowiedników znanych z licznych odsłoneń w terenie. Ponadto zawierają zanieczyszczenia związane z czynnikami antropogenicznymi.

CHARAKTERYSTYKA MINERALOGICZNA SKAŁ W PROFILU GRANICY KREDA/ PALEOGEN W WYBRANYCH ODSŁONIĘCIACH LUBELSZCZYZNY

Miłosz HUBER

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,
Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin, miloh@interia.pl

Na Lubelszczyźnie dominują skały węglanowo-krzemionkowe. Są to przede wszystkim różnego rodzaju opoki, gezy i wapienie, które zaliczono do górnych ogniw kredy i paleogenu dolnego. Skały te występują na obszarze chełmskim, w okolicach Lublina i Kazimierza Dolnego. Ich charakterystyka jest oparta na obserwacjach terenowych, a także analizach wykonanych przy pomocy mikroskopu optycznego i elektronowego z przystawką EDS.

Spotykane wapienie masywne to najczęściej skały barwy szarozielonej, zbudowane prawie wyłącznie z węglanu wapnia z różną ilością domieszek detrytycznego kwarcu oraz glaukonitu. Skały te mają strukturę zbitą, bezładną, teksturę drobnoziarnistą. Tło skały stanowi drobnoziarnisty mikryt z nielicznymi kryształami sparytu i rozproszonymi związkami żelaza z wypełnieniem fosforytowym, otwornice bentoniczne i pokruszone szczątki organogeniczne.

Opoki margliste są zbudowane z materiału węglanowo-krzemionkowego, z różnym udziałem substancji ilastej oraz detrytycznego kwarcu i glaukonitu. Udział tych składników jest bardzo zmienny, nadaje niekiedy skale charakter marglisty. Są to twory zbite, lub z mikroporami o strukturze drobnoziarnistej. W tle skały występuje koloidalna krzemionka, pomiędzy którą są rozmieszczone pozostałe składniki. Widoczne są też mikroskamieniałości otwornic, fragmenty szkarłupni (jeżowców) i zdeformowane maty mikrobialne. W niektórych ławicach tych utworów dostrzeżono brekcje synsedymantacyjne. Zawierają one roztarte fragmenty mat mikrobialnych oraz klasty skał redeponowanych synsedymantacyjnie. Wkładki ilaste są zbudowane głównie z illitu oraz domieszek węglanowych, kwarcu i glaukonitu. We wszystkich skałach stwierdzono liczne domieszki materii organicznej.

Gezy Lubelszczyzny to skały barwy jasnokremowej zbudowane głównie z nagromadzonych igieł gąbek, pomiędzy którymi znajdują się często detrytyczne ziarna kwarcu, rzadziej innych minerałów i glaukonit. Skały te są bardzo zróżnicowane, a ich zmienność i wewnętrzne struktury mają duże znaczenie w kontekście określenia warunków ich sedymentacji.

PALEOGLEBY Z OKOLIC PARCHATKI W ŚWIETLE BADAŃ PETROLOGICZNO-GEOCHEMICZNYCH

Miłosz HUBER

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,
Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin, miloh@interia.pl

Wąwozy okolic Parchatki są związane z erozją tzw. Płaskowyżu Nałęczowskiego. Lessowa pokrywa wytworzyła się w plejstocenie na skutek nawiewania frakcji pylastej w strefie peryglacjalnej. W holocenie płaskowyż został pocięty licznymi wąwozami, do czego przyczyniła się też działalność antropogeniczna. Badania w okolicy Parchatki, przeprowadzone jeszcze przez Władysława i Krystynę Pożaryskich oraz archeologów (m.in. Jolantę Nogaj-Chachaj), wykazały, że najstarsze udokumentowane ślady erozji są związane z osadnictwem kultury pucharów lejkowatych i okresem wczesnego średniowiecza. W wąwozie w okolicach Parchatki znane jest odsłonięcie płata redeponowanego lessu zawierającego w sobie dwa poziomy gleb kopalnych. Z poziomów tych autor zebrał próbki gleby, w celu przeanalizowania jej składu mineralnego i chemicznego. Otrzymane wyniki mają charakter wstępny. Pobrane próbki gleby są zmienione wtórnie na skutek procesów działających w późniejszym czasie, po ponownym zasypaniu tych gleb przez less. Pierwsza próbka – pobrana z niższego poziomu – jest przede wszystkim przesycona węglanami. Węglany te pojawiają się w glebie na skutek migracji z otaczających ich lessów. Wypełniają one pierwotne pory w glebie, co jest widoczne na mikrofotografiach. Druga próbka, ulokowana wyżej (pochodząca ze średniowiecza), jest przesycona związkami Mn i Fe, tworzącymi liczne formy precypitacyjne. Występowanie tych faz wykazały także analizy w mikroobszarze. Ponadto w próbkach stwierdzono pewną ilość fosforu oraz innych pierwiastków (np. Ba). O ile fosfor można łączyć z pierwotnymi składnikami gleb, o tyle bar może być pierwiastkiem, który dostał się do tych utworów w wyniku migracji roztworów w skałach. Przeprowadzone analizy chemiczne za pomocą XRF potwierdziły obecność baru, duży udział żelaza, manganu oraz węglanów. Ponadto wykazały obecność takich pierwiastków, jak: As, Sr, Pb, Co, Ni, Cu i Zn. To polimetaliczne tło może wskazywać na hydrotermalne pochodzenie roztworów migrujących w skałach związane z bliskim sąsiedztwem uskoków.

PORÓWNANIE PIASKOWCÓW Z OKOLICY PIOTRKOWA, CHEŁMA I CHRZANOWA

Miłosz HUBER

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,
Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin, miloh@interia.pl

W odległości około 50 km na wschód i południowy wschód od Lublina znajdują się trzy obszary występowania najmłodszych, neogeńskich piaskowców. Są to okolice Chrzanowa, Piotrkowa i Chełma. Próbkę piaskowców pobrane z tych odsłoneń przeanalizowano mikroskopowo, a wyniki analiz porównano, w celu ustalenia wzajemnego związku tych skał.

Z porównania średnich zawartości poszczególnych minerałów w omawianych piaskowcach z trzech obszarów wynika, że największe podobieństwo wykazują próbki piaskowców z Chrzanowa (II) i okolic Bychawy (III). Piaskowce chełmskie (II) odbiegają od pozostałych pod względem udziału spoiwa chalcedonowego (mają go znacznie więcej) oraz pod względem ilości kwarcu (mają go mniej). Spośród dotychczas przebadanych próbek skał piaskowce z Chrzanowa, pod względem udziału spoiwa rudnego w stosunku do chalcedonowego i minerałów ilastych, plasują się (poza próbką 07Pi06 – uboga w spoiwo żelaziste i chalcedonowe) w grupie skał nisko zasobnych w spoiwo żelaziste oraz średnio zasobnych w spoiwo chalcedonowe z niskim i średnim udziałem minerałów ilastych. Piaskowce z Chełma wykazują największy udział spoiwa chalcedonowego i żelazistego (próbka 02Pi06) oraz umiarkowanie wysoki udział minerałów ilastych (próbka 03Pi06). Piaskowce z Bychawy wykazują największy udział minerałów ilastych, umiarkowaną ilość spoiwa żelazistego i średnią ilość spoiwa chalcedonowego. Piaskowce z Chrzanowa, pod względem udziału kwarcu w stosunku do skaleni i minerałów ilastych, są bardziej zróżnicowane. Najbogatsza w minerały ilaste jest próbka 05 i 07Pi06, najwięcej kwarcu zawiera próbka 08Pi06, a najwięcej skaleni – próbka 04Pi06. Piaskowce z Chełma mają średni udział kwarcu i skaleni przy niewielkiej zawartości minerałów ilastych (próbki 01 i 02Pi06). Nieco więcej tych minerałów zawiera próbka 03Pi06. Próbka 02Pi06b to próbka polewy chalcedonowo-żelazistej, prawie niewykazująca obecności wymienionych minerałów. Piaskowce z Bychawy odznaczają się średnim udziałem skaleni, nieco większym udziałem kwarcu i zmiennym stosunkiem minerałów ilastych.

W omawianych skałach pod względem genetycznym najstarszymi minerałami są skaleni i kwarc oraz minerały ilaste, które uległy wtórnym zmianom (regeneracja kwarcu, kaolinityzacja skaleni). Skały te nie odbiegają środowiskiem sedymentacji od pozostałych grup; powstały w środowisku o dużej dynamice. Znacznie późniejsza regeneracja kwarcu i występowanie tlenków (wodorotlenków) żelaza wskazywałoby na zmianę warunków pH i Eh, w których znalazły się opisywane skały.

GŁÓWNE KIERUNKI SPEKAŃ W WYBRANYCH ODSŁONIĘCIACH ZACHODNIEJ LUBELSZCZYZNY

Miłosz HUBER

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,
Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin, miloh@interia.pl

Na obszarze Lubelszczyzny, szczególnie w jej zachodniej części, w podłożu przebiegają uskoki i rozłamy o randze europejskiej. Najważniejszym z nich jest strefa TESZ, która oddziela od wschodniej Lubelszczyzny pasmo Gór Świętokrzyskich. Szereg uskoków (różnej rangi) ma znaczny wpływ na wykształcenie warstw przypowierzchniowych, co jest szczególnie dobrze widoczne w rejonie małopolskiego przełomu Wisły.

Stosunkowo młodym i dobrze odznaczającym się w terenie jest rów w Kocianowie (Równina Bełżyc-ka). Powstał on w skałach paleogeńskich i został wypełniony osadami holocenu. Rów w Kocianowie jest formą o przebiegu południkowym. Ma wyraźne przegłębienie części wschodniej. Utwory budujące ściany rowu wydają się niezaburzone, choć korelacja obu ścian może wskazywać na jego syngenetyczne powstanie względem skał otoczenia, co świadczy o stosunkowo młodej tektonice rowu. Utwory klasyczne wypełniające dno rowu mają dużą zmienność, co dowodzi, że były deponowane syn- lub epitektonicznie. W ścianach rowu odsłaniają się sekwencje zbudowane z naprzemianległych warstw marglistych i ilastych, przy czym ściana północna jest prawdopodobnie zrzucona względem południowej. Profile w ścianie północnej są bardziej rozbudowane niż w ścianie południowej, ponadto profile w obu ścianach są wyraźnie różne w części wschodniej i zachodniej. Spękania w ścianach rowu poddano analizie. Grupa się one w dwa główne kierunki NNW–SSE – poprzecznie skierowany względem osi rowu, oraz WNW–ESE – zgodny z rozciągłością dna rowu, mniej licznie reprezentowany.

Na zachód od Kocianowa, na wschodniej ścianie skarpy przełomu Wisły, w okolicy miejscowości Podgórz, odsłaniają się późnokredowe osady węglanowe. Są to białe, uławiczone margle, o teksturze mikrytowej, strukturze zbitej, bezładnej, z licznie występującymi skamieniałościami ramienionogów oraz z drobnymi nagromadzeniami tlenków żelaza w postaci konkrecji. Spękania w tych utworach mają dwa kierunki: W–E oraz N–S.

GEOLOGICZNO-GÓRNICZE WYZWANIA W REGIONIE LUBELSKIM W ZWIĄZKU Z BUDOWĄ NOWEJ KOPALNI WĘGLA KAMIENNEGO

Henryk Jacek JEZERSKI

PD Co Sp. z o.o., Rondo ONZ 1, 00-124 Warszawa, jezierski.gp@gmail.com

Na terenie Lubelszczyzny może powstać w najbliższych latach nowa kopalnia węgla kamiennego. PD Co Sp. z o.o. posiada obecnie cztery koncesje rozpoznawcze o powierzchni 182 km² w obrębie Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Badania wykonane na zlecenie Spółki PD Co potwierdzają, że szacowane geologiczne zasoby węgla w Chełmsko-Lubelskim Zagłębiu Węglowym wynoszą 1,6 miliarda ton. Sklasyfikowano około 20 pokładów węgla na głębokości 624–1091 m na obszarze czterech koncesji. Średnią grubość pokładów oceniono na 1,4 m. Badania wskazują również, że jest to węgiel bardzo wysokiej jakości. Jego kaloryczność wynosi średnio 6484 kcal/kg, a średnia zawartość popiołu 12,2%.

Roboty geologiczne, prowadzone przez PD Co, w tym wiercenia rozpoznawcze, są skierowane przede wszystkim na badanie jakości pokładów węgla, ale ważne jest również wszechstronne i rzetelne zbadanie warunków geologicznych w celu udokumentowania złoża w stopniu umożliwiającym zaplanowanie jego racjonalnej i bezpiecznej eksploatacji.

Spółka PD Co, reprezentująca kapitał australijski, zdecydowała się na prowadzenie inwestycji w tym rejonie, ponieważ uznaje, że występują tu interesujące warunki geologiczne, które powodują znacznie mniejsze zagrożenia geologiczne i górnicze niż w innych rejonach Polski. Ponadto analiza ekonomiczna wskazuje, że przy budowie od podstaw nowej kopalni, ze względu na uwarunkowania geologiczno-górnictwa oraz środowiskowe i logistyczne, w niedalekiej przyszłości węgiel z nowej kopalni będzie mógł być dostarczany na rynek krajowy i eksportowany. Spółka będzie blisko współpracować i rozwijać relacje z wszystkimi interesariuszami projektu budowy nowej kopalni na Lubelszczyźnie, włączając w to władze regionalne, organy administracji, firmy geologiczne i oczywiście ośrodki naukowe. Rozpoznanie geologiczne przyczyni się do pozyskania nowych, cennych materiałów do prac naukowych dotyczących tego obszaru.

Realizacja projektu przyniesie długotrwałe zyski całemu regionowi, w tym między innymi: powstanie nowych miejsc pracy, inwestycje w sektorze usługowym, rozbudowę infrastruktury oraz większą rozpoznawalność regionu wśród inwestorów zagranicznych.

**STYL DEFORMACJI UTWORÓW KAMBRYJSKICH
W OTWORZE WIERTNICZYM DYLE IG-1
BRZEŻNA STREFA KRATONU
WSCHODNIOEUROPEJSKIEGO**

Justyna KACZMARCZYK, Martyna GRELEWICZ, Jerzy ŻABA

Katedra Geologii Podstawowej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet
Śląski, 41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60
justynakaczmarczyk@vp.pl; martyna_grelewicz@o2.pl, jzaba@interia.pl

Otwór wiertniczy Dyle IG-1 jest zlokalizowany w brzeżnej strefie kratonu wschodnioeuropejskiego. Został on poddany analizie mezostrukturalnej, w szczególności analizie morfologicznej, analizie orientacji, analizie superpozycji oraz analizie kinematycznej. Otwór Dyle IG-1 zbudowany jest z utworów kambryjskich, które zostały przebadane w interwale głębokościowym 1922,1-2383,3 m. pod względem litologicznym są to piaskowce kwarcytowe, kwarcyty i mułowce.

Klastyczne utwory górnokambryjskie w otworze Dyle IG 1 zostały bardzo intensywnie, wielofazowo sfałdowane. Odznaczają się one doskonale wykształconymi powierzchniami sedimentacyjnymi, z dobrze widocznymi jasnymi (kwarcytowymi) i ciemnymi (mułowcowymi) laminami. Kąt zapadania powierzchni sedimentacyjnych jest wyjątkowo zmienny; waha się bowiem od 0° do 90°. Obserwowana, duża zmienność nachylenia warstw, ściśle wiąże się z wieloetapową ewolucją tektoniczną tych skał. Przede wszystkim największy wpływ na skały w tym otworze miały procesy fałdowe oraz aktywność uskoku nasuwczych, normalnych i przesuwczych, prowadząca do poddzierania warstw oraz do kształtowania się fałdów przyuskokowych.

W pionowym profilu utworów górnokarbońskich można wyróżnić trzy – płynnie przechodzące w siebie oraz wzajemnie się zazębiające strefy głębokościowe. W spągu najniższej położonej strefy (ok. 2300-2400 m) występują utwory leżące połogo, które są słabo sfałdowane. Powyżej dominują wyraźnie wergentne fałdy obalone lub nawet leżące. W strefie środkowej analizowanego kompleksu (ok. 2100-2200 m) przeważają, wyraźnie wergentne, fałdy pochylone. Część z nich wykazuje geometrię charakterystyczną dla fałdów dysharmonijnych. Natomiast w strefie górnej tego kompleksu (ok. 1980-2020 m) dominują stojące bądź nieco pochylone fałdy ze zginania z towarzyszącymi im fałdkami ciągnionymi i pasożytniczymi.

Utworom fałdowym towarzyszy obecność kliważu, który lokalnie ma charakter kliważu krenulacyjnego powiązanego z drobnymi fałdami krenulacyjnymi. W strefach nasunięć lokalnie wykształciły się struktury S-C, a niekiedy też struktury typu σ (sigma) lub δ (delta) oraz dwie generacje żyłek węglanowych.

ZAGROŻENIA GEODYNAMICZNE WYBRANEGO OBSZARU PODLASIA I LUBELSZCZYZNY W ŚWIETLE CYFROWEJ ANALIZY ZDJĘĆ LOTNICZYCH I DANYCH Z LOTNICZEGO SKANINGU LASEROWEGO ALS

Mirosław KAMIŃSKI

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, Warszawa 00-975,
miroslaw.kaminski@pgi.gov.pl

Fotointerpretacja stereoskopowa zdjęć lotniczych jest od lat standardową metodą fotogrametryczną, służącą do wstępnego rozpoznawania budowy geologicznej. Jednak ostatnie lata przyniosły nowe rozwiązania technologiczne, które dają dodatkowe możliwości w analizie cyfrowej zdjęć lotniczych. Z wykorzystaniem cyfrowej stacji fotogrametrycznej można wygenerować modele cyfrowe terenu na podstawie archiwalnych stereopar zdjęć lotniczych. Jednym z efektów cyfrowej analizy fotogrametrycznych modeli cyfrowych terenu są mapy różnicowe. Mogą one obrazować zarówno np. dynamikę osuwisk, jak i objętość mas skalnych, które się przemieściły w czasie w koluwium. Niestety zdjęcia lotnicze mają ograniczone zastosowanie w analizie rzeźby terenu dla obszarów pokrytych roślinnością i lasami.

W związku z tym w ostatnich latach z dużym powodzeniem stosuje się technikę lotniczego skaningu laserowego (ALS – *Airborne Laser Scanning*). Efektem laserowego skanowania przestrzeni jest chmura punktów, która dokładnie przedstawia zarys skanowanych obiektów.

Filtrując chmurę punktów w specjalistycznym oprogramowaniu, możemy w końcowym rezultacie uzyskać punkty, które reprezentują powierzchnię terenu. W ten sposób otrzymujemy model cyfrowy terenu pozbawiony błędów wynikających z maskującego działania roślinności.

Do analiz przestrzennych wybrano dwa obszary badawcze. Pierwszy obejmuje dolinę Bugu wraz ze skarpią w rejonie Drohiczyzna na Podlasiu. Drugi jest położony w rejonie Kraśnika na Lubelszczyźnie. Na obu poligonach badawczych występują liczne zagrożenia geodynamiczne, np. ruchy masowe, erozja wąwozowa, podtopienia od wód gruntowych oraz powódzie.

PALEOGEOGRAFIA I ARCHITEKTURA UTWORÓW PALEOGENU LUBELSZCZYZNY (POŁUDNIOWO-WSCHODNIA POLSKA)

Paweł H. KARNKOWSKI¹, Jacek R. KASIŃSKI²

¹Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, karnkowski@uw.edu.pl

²Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, jacek.kasinski@pgi.gov.pl

Paleogen obejmuje okres ponad 40 milionów lat. W Polsce znane są dwie domeny sedymentacyjne z tego okresu: karpacka – z pełnym rozwojem utworów fliszowych i niżowa – reprezentowana przez utwory płytkomorskie, przybrzeżne i lądowe. Na przełomie kredy i paleocenu, w czasie ruchów laramijskich i kształtowania się antyklinorium śródpolskiego, wzdłuż krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej nastąpiło pasowe wyźwignięcie utworów permsko-mezozoicznych i starszych o amplitudzie 2–3 km. Po wschodniej stronie krawędzi platform nie nastąpiły praktycznie żadne przemieszczenia pionowe, co dokumentują profile z zachowaną sukcesją przejścia kreda/ paleogen. Erozja wyniesionych utworów antyklinorium śródpolskiego była na tyle szybka, że transgresja morza eoceńskiego nie napotkała w Polsce niżowej zasadniczych barier. Na obszarze Lubelszczyzny zalew morza eoceńskiego dotarł aż do padołu zamojskiego. Obecnie znajdowane są tam tylko fragmenty osadów eoceńskich (m.in. zachowane w rowie Sołokiji), a ich zwarty zasięg w kierunku północnym jest notowany dopiero od okolic Lubartowa. Na południe od Tomaszowa Lubelskiego w paleogenie istniał ląd, który był intensywnie erodowany. Osady lądowe tego wieku są znane z rejonu Sędziszów Małopolski–Rzeszów. Jeszcze dalej na południe rozpościerały się baseny karpackie. Dane paleoekologiczne wskazują, że wody mórz karpaccich uzyskały połączenie z transgredującym morzem eoceńskim na Niżu Polskim.

Obszary lądowe południowej Polski nie miały zapewne zwartego zasięgu, a ląd południowej Lubelszczyzny mógł być jedną z wielu dużych wysp. Zachowane tam osady paleogeńskie należą do formacji z Siemienia (eocen górny) oraz formacji mosińskiej dolnej i formacji czempińskiej (oligocen dolny). Utwory tych formacji dokumentują eoceńsko-oligocieńskie cykle transgresywno-regresywne. Wieloletnie prace geologiczne w tym rejonie dostarczyły kilkuset profili wiertniczych, uzyskanych m.in. w celu poszukiwań złóż bursztynu. Na obecnym etapie badań dla obszaru od Lubartowa po Radzyń Podlaski można zestawić mapy litofacjalne jakościowe, które pozwalają na wstępną rekonstrukcję architektury basenu sedymentacyjnego. Utwory litofacji mułkowej, z którą są związane nagromadzenia bursztynu, występują w formie pasowo-gniazdowej, a na pozostałym obszarze przeważa litofacja piaszczysta. Taka architektura utworów eoceńskich sugeruje deltowe środowisko sedymentacji. Niewielkie delty migrowały ku północy zgodnie z regresywnym rytmem obniżania się poziomu morza eoceńskiego. Delty starszego cyklu stawały się obszarami lądowymi i mogły być częściowo porastane przez lasy bursztynodajne. Jednocześnie stawały się one obszarami źródłowymi dla materiału klastycznego deponowanego w następnych, młodszych deltach, przy czym osady bursztynonośne osadzały się tylko w przyspagowej części skłonu delty. Taki scenariusz mógł się powtórzyć wielokrotnie. Nie można wykluczyć, że ten sam mechanizm funkcjonował ponadto na Mazowszu, a także z drugiej strony basenu – w rejonie Zatoki Gdańskiej. Podobny charakter mają zapewne złoża wołyńskie (tzw. „delta Klesowa”).

Uściślenie architektury eoceńskiego basenu sedymentacyjnego na Lubelszczyźnie ma dzisiaj nie tylko wymiar czysto naukowy, ale i praktyczny – dla wypracowania charakterystyki warunków geologiczno-złożowych utworów bursztynonośnych nie tylko w południowo-wschodniej Polsce, ale i na Ukrainie, a może i w północnej Polsce.

BURSZTYNONOŚNE OSADY EOCENU WSCHODNIEGO OBRZEŻENIA EPIKONTYNTALNEGO BASENU MORZA PÓŁNOCNEGO

Jacek R. KASIŃSKI, Barbara SŁODKOWSKA

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa,
jacek.kasinski@pgi.gov.pl, barbara.slodkowska@pgi.gov.pl

W paleogenie obszar niżowej części Polski znajdował się w strefie marginalnej rozległego basenu Morza Północnego (*North-West European Tertiary Basin*). Morze eoceńskie sięgało do południowo-zachodniej Litwy, zachodniej Białorusi i zachodniej Ukrainy (Wołyńia), a we wschodniej Polsce – aż po północną Lubelszczyznę. Na całym obszarze rozwijały się osady strefy litoralnej (częściowo także osady płytkiego szelfu), z którymi są związane pierwotne złoża bursztynu bałtyckiego (sukcynitu).

Stratygrafia eocenu opiera się w dużej mierze na wydarzeniach klimatycznych. Początek eocenu określa *Paleocene-Eocene Thermal Maximum* (PETM) na granicy paleocenu i eocenu. W niższej części eocenu (ipr) zaznacza się kolejne optimum klimatyczne – *Early Eocene Climatic Optimum* (EECO). Od lutetu następowało stopniowe ochłodzenie. Kolejną, drastyczną i gwałtowną zmianę klimatyczną zarejestrowano na granicy eocenu i oligocenu. Nagromadzenia bursztynu, występujące w osadach środkowego i górnego eocenu (bartonu i priabonu), mogą być korelowane z zonami dinocystowymi D-11 i D-13.

Ponieważ znaczną część Europy Środkowej przez cały eocen pokrywało morze, podstawowym zapisem geologicznym w skałach tego wieku jest zawartość izotopu tlenu ^{18}O w skorupkach otwornic bentonicznych i izotopu węgla ^{13}C w węglanach oraz zawartość atmosferycznego CO_2 . Badania izotopowe pozwoliły na skonstruowanie wykresu zmian klimatycznych na przestrzeni ostatnich 65 mln lat. Kluczowym zagadnieniem dla powstawania lasów bursztynodajnych, producentów żywic – prekursorów sukcynitu – są właśnie warunki klimatyczne. Eoceńskie optimum klimatyczne (52–50 mln lat temu) było przyczyną bujnego rozwoju szaty roślinnej, która we wczesnej fazie optimum miała charakter tropikalny do subtropikalnego, a u schyłku eocenu – subtropikalny do ciepłomiarkowanego. Eoceńskie ocieplenie stymulowało rozwój lasów i ich znaczne zróżnicowanie gatunkowe. Lasy bursztynodajne rosły w tym okresie prawdopodobnie na obszarze Fennoskandii i wzdłuż wschodnich wybrzeży morza eoceńskiego, a obfita produkcja żywic dała początek bogatym złożom bursztynu na obszarze Europy Środkowej. Ponieważ najstarsze osady, w których występuje bursztyń bałtycki, należą do bartonu, czynnik powodujący wzmożone żywicowanie (gwałtowne ochłodzenie?, intensywna działalność wulkaniczna?) musiał zaistnieć już wcześniej – nie później niż w lutecie.

Żywica – prekursor bursztynu – była znoszona przez rzeki spływające z lądu, a zapewne także, ze względu na niską gęstość, przez powierzchniowe spływy wód do zbiornika morskiego, gdzie pod wpływem interakcji ze słonymi wodami zachodziła jej diagenetyka, prowadząca do powstania bursztynu. Obecnie nie da się obronić obowiązującego przez wiele lat poglądu, jakoby bursztyń był deponowany wyłącznie w deltach dużych rzek – przeciwnie, we wszystkich złożach bursztynu występują elementy wskazujące na środowisko morskie (fauna morska, dinocysty i glaukonit). Występowanie pierwotnych nagromadzeń osadów bursztyńnośnych jest związane z morskimi facjami regresywnymi, a geometria litosomów sugeruje, że depozycja bursztynu była związana z periodycznym spowolnieniem regresji. W niskoenergetycznych facjach regresywnych bursztyń występuje głównie wśród mułków i piasków drobnoziarnistych. Przy wzroście energii środowiska (np. w wyniku kolejnej transgresji) bursztyń był zazwyczaj wymywany ze złóż pierwotnych i redeponowany w osadach młodszych.

Złoża bursztynu bałtyckiego są rozmieszczone dość równomiernie w strefie litoralnej wzdłuż wschodniego wybrzeża morza eoceńskiego. Do największych należą złoża chłapowskie, sambijskie, północnej Lubelszczyzny i wołyńskie. W tych ostatnich bursztyń występuje w osadach oligocenu dolnego, w których został zredeponowany po krótkim transporcie podczas transgresji wczesnooligocennej.

ENERGETYZOWANE CIECZE SZCZELINUJĄCE – NOWOCZESNE NARZĘDZIE INŻYNIERII GEOLOGICZNEJ

Piotr KASZA¹, Krzysztof LABUS², Klaudia WILK¹

¹Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Armii Krajowej 3, 38-400 Krosno,
piotr.kasza@inig.pl, klaudia.wilk@inig.pl

²Politechnika Śląska, Instytut Geologii Stosowanej, ul. Akademicka 2a, 44-100 Gliwice,
krzysztof.labus@polsl.pl

Inżynieria geologiczna obejmuje zastosowanie nauk inżynierskich do rozwiązywania problemów i realizowania projektów związanych z litosferą, jej zasobami, środowiskiem fizycznym oraz materiałami geologicznymi. Za jedno z jej istotnych zadań uważa się udostępnianie konwencjonalnych i niekonwencjonalnych złóż gazu ziemnego, przy równoczesnej minimalizacji negatywnego wpływu tego procesu na środowisko naturalne. W tym kontekście zabiegi hydraulicznego szczelinowania znane w przemyśle naftowym od pierwszej połowy XX wieku, a zwłaszcza te, które są prowadzone z wykorzystaniem cieczy na bazie CO₂ i azotu, stanowią nowoczesne i skuteczne narzędzie inżynierii geologicznej.

Hydrauliczne szczelinowanie, będące jedną z faz udostępnienia złoża węglowodorów ciekłych, należy do grupy zabiegów i operacji na złożach zwanych zabiegami stymulacji wydobywania. Ich celem jest zwiększenie tempa szczypania złoża oraz zwiększenie ilości zasobów wydobywalnych. Zabieg hydraulicznego szczelinowania jest stosowany w złożach o przepuszczalności zazwyczaj mniejszej niż 1 mD lub w złożach, w których w wyniku prowadzenia prac wiertniczych, rekonstrukcyjnych lub innych doszło do znacznego i głębokiego uszkodzenia przepuszczalności strefy przyodwiertowej, zwanego potocznie skin efektem. W procesie hydraulicznego szczelinowania za pomocą cieczy szczelinującej wytwarza się szczelinę w złożu. Szczelina ta jest charakteryzowana przez jej geometrię (wysokość, długość skrzydła i rozwartość), parametry opisujące zdolność transportowania węglowodorów (przewodność) i inne.

Najważniejszym elementem technologii hydraulicznego szczelinowania jest odpowiednio zaprojektowana i dobrana ciecz szczelinująca. Musi ona uwzględniać specyfikę skały złożowej (litologię, skład mineralogiczny i właściwości mechaniczne) oraz aspekty projektowe wykonania zabiegu szczelinowania. Do zabiegów stosuje się wiele typów cieczy technologicznych. Jednym z nich są energetyzowane ciecze szczelinujące, w których faza wodna jest mieszana z gazami (CO₂ lub N₂). Ich znaczenie jest coraz większe, zwłaszcza w aspekcie udostępniania złóż niekonwencjonalnych, złóż wrażliwych na kontakt z wodą i o obniżonym ciśnieniu złożowym. Projektowanie, sposób przygotowania i badania tych cieczy znacznie różnią się od przygotowania i badania „klasycznych” cieczy szczelinujących. W referacie przedstawiono zabiegowe i geologiczne aspekty stosowania energetyzowanych cieczy szczelinujących.

Prace prowadzące do przedstawionych wyników uzyskały finansowanie ze środków programu Polsko-Norweska Współpraca Badawcza realizowanego przez Narodowe Centrum Badań i Rozwoju w ramach projektu pt. „Projektowanie, wpływ na środowisko i skuteczność energetyzowanych cieczy do szczelinowania skał zbiornikowych ropy i gazu Europy Środkowej”, zgodnie z umową Pol-Nor/196923/49/2013.

POZIOMY FAUNISTYCZNE LUBELSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO – NOWE DANE

Ewa KRZESZOWSKA

Politechnika Śląska, Instytut Geologii Stosowanej, ul. Akademicka 2a, 44-100 Gliwice,
ewa.krzeszowska@polsl.pl

Makrofauna występująca w profilach karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego (LZW) dokumentuje osady od wizeny górny po moskow dolny (westfal C). W wizenie górnym i serpuchowie (namur A) dominujące są osady z fauną morską, wyżej w profilu wzrasta udział rodzajów brakicznych i słodkowodnych, a w baszkirze górnym (westfal B) występuje tylko fauna słodkowodna. W utworach moskoku dolnego (westfal C) znajdowano pojedyncze okazy małżów słodkowodnych. W LZW udokumentowano większość poziomów i podpoziomów goniatytowych serpuchowu i baszkiru, będących podstawą bio- i chronostratygraficznego podziału karbonu Europy Zachodniej. Szczególnie ważny dla korelacji karbonu zagłębia lubelskiego z basenami Europy Zachodniej jest najwyższy horyzont morski – poziom Dunbarella. Zespół faunistyczny tego poziomu jest porównywalny z zespołem faunistycznym horyzontu Katharina w Zagłębiu Ruhry i Clay Cross w Wielkiej Brytanii, wyznaczającymi granicę westfalu A i B.

Prowadzone ostatnio na terenie powiatu chełmskiego i łęczyńskiego prace wiertnicze (otwory wiertnicze Borowo i Kopina) dostarczyły nowych danych na temat wykształcenia horyzontu faunistycznego Dunbarella. W profilu otworu wiertniczego Kopina na głębokości 916,3–927,0 m stwierdzono obecność poziomu Dunbarella z bardzo liczną fauną morską, brakiczną i słodkowodną. Fauna słodkowodna, występująca głównie w dolnej części poziomu, jest reprezentowana przez małże z rodzaju *Carbonicola*, *Curvimula* i *Naiadites*. Wyżej w profilu obserwowano niemal wyłącznie faunę morską (ewentualnie brakiczną) z wyraźną dominacją małżów nad innymi grupami. Dominującymi taksonami wśród małżów są rodzaje: *Edmondia*, *Posidonia*, *Sanguinolites*, *Solenomorpha*, *Nuculopsis*, *Phestia*, *Septimyalina*, *Solemya*, *Antraconeilo*, *Ennirostra*, *Pernopecten*, *Pseudaviculopecten*, *Streblochondria*, *Pterinopecten*, *Promytilus*, *Paleoneilo* i *Aviculopecten*. Ponadto stwierdzono obecność ramienionogów, reprezentowanych niemal wyłącznie przez rodzaj *Lingula*, głowonogów (*Anthracoceras*, *Gastrioceras*), ślimaków (*Euphemites*, *Glabrocingulum*, *Knightites*), małżoraczków, trochitów liliowców oraz łusek ryb.

W otworze wiertniczym Borowo obecność poziomu faunistycznego Dunbarella stwierdzono w najniższej części profilu, na głębokości 921,1–930,0 m (poziom nie został przewiercony). Obserwowane spektrum fauny obejmowało wyłącznie faunę morską (ewentualnie brakiczną), reprezentowaną przez niemal wszystkie rodzaje występujące w otworze Kopina.

DEGRADACJA CEMENTÓW WIERTNICZYCH – WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ PROJEKTU CEMENT

Małgorzata LABUS

Politechnika Śląska, Instytut Geologii Stosowanej, ul. Akademicka 2a, 44-100 Gliwice,
malgorzata.labus@polsl.pl

W latach 2013–2015 w ramach funduszy programu Polsko-Norweska Współpraca Badawcza Politechnika Śląska realizuje grant badawczy CEMENT pt. „Analysis of wellbore cement degradation in contact zone with formation rock”. Jak dotąd uzyskano wyniki z przeprowadzonej pierwszej fazy eksperymentów.

Celem projektu jest zbadanie reakcji zachodzących na kontakcie pomiędzy cementem wiertniczym a skałami otaczającymi w symulowanych warunkach zatłaczania CO₂ do otworów. Cementy wiertnicze są stosowane jako materiał wzmacniający otwór, a także uszczelniający przestrzeń pozarurową, izolujący warstwy wodonośne. W przypadku sekwestracji dwutlenku węgla należy się liczyć z możliwością oddziaływania kwaśnych gazów na wody podziemne, skały budujące górotwór i cementy wiertnicze. W wyniku zakwaszenia środowiska może dochodzić do rozpuszczania faz stałych i powstawania nowych faz mineralnych, zmieniających skład skał formacyjnych i cementów w otworze. Określenie wpływu zachodzących reakcji na deteriorację lub uszczelnienie strefy kontaktowej cement–skała ma istotne znaczenie dla bezpieczeństwa składowania kwaśnych gazów w górotworze.

Badania są przeprowadzane na kompozytowych próbkach skalno-cementowych. Skały formacyjne są reprezentowane przez piaskowce kambru i permu, a także dolomity, wapienie i anhydryty. Po wstępnych analizach petrograficznych i petrofizycznych próbki umieszczono w reaktorze w solance nasyconej CO₂, w temperaturze 50°C i przy ciśnieniu 10 MPa. Czas trwania eksperymentów zaplanowano na 1, 2 i 6 miesięcy.

Próbki po I i II fazie eksperymentu (1 i 2 miesiące) poddano powtórny analizom petrograficznym. Stwierdzone zmiany to: pojawienie się w obrębie cementu uszczelnionej strefy z wtórnie wykrystalizowanym węglanem wapnia, a w niektórych przypadkach utrata spójności na kontakcie cement–skała. Ze względu na krótki czas eksperymentu nie zaobserwowano powstawania nowych faz mineralnych.

Kolejnym etapem badań będzie analiza zmian w próbkach poddanych 6-miesięcznej autoklawizacji, a także przeprowadzenie badań modelowych.

Badania zostały sfinansowane z funduszy programu Polsko-Norweska Współpraca Badawcza, którego operatorem jest Narodowe Centrum Badań i Rozwoju, w ramach Norweskiego Mechanizmu Finansowego 2009–2014. Umowa Nr Pol-Nor/207125/66/2013.

PROJEKT ENFLUID – MIĘDZY GEOLOGIĄ A INŻYNIERIĄ ZŁOŻOWĄ

Krzysztof LABUS¹, Renata CICHA-SZOT², Grzegorz LEŚNIAK²

¹Politechnika Śląska, Instytut Geologii Stosowanej, ul. Akademicka 2a, 44-100 Gliwice,
krzysztof.labus@polsl.pl

²Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Armii Krajowej 3, 38-400 Krosno,
cicha@inig.pl, lesniak@inig.pl

W celu eksploatacji węglowodorów z dawniej niedostępnych formacji o niskiej przepuszczalności niezbędne jest szczelinowanie hydrauliczne. Polega ono na kontrolowanym wytwarzaniu trwałych szczelin w skałach zbiornikowych, za pomocą wtłaczania przez odwierty do górotworu znacznych ilości odpowiedniej cieczy i materiału podsadzkowego pod wysokim ciśnieniem. W przypadku, gdy użyte cieczy szczelinujące są wykonane na bazie wody, może wystąpić zjawisko tzw. uszkodzenia przepuszczalności, spowodowane pęcznieniem minerałów ilastych lub innymi niekorzystnymi zjawiskami zachodzącymi w szczelinowanej formacji. Ich minimalizacja jest możliwa dzięki zastosowaniu tzw. energetyzowanych cieczy szczelinujących (cieczy z dodatkiem lub na bazie gazów).

Głównym celem projektu ENFLUID, realizowanego przez Politechnikę Śląską, Instytut Nafty i Gazu – PIB oraz Uniwersytet Stavanger, jest opracowanie energetyzowanych cieczy szczelinujących, przydatnych do stosowania w formacjach złożowych typowych dla Europy Środkowej. W tych specyficznych warunkach bezpośrednia adaptacja technologii i doświadczeń zagranicznych nie jest właściwym rozwiązaniem, a znane metody szczelinowania mogą wymagać modyfikacji lub rozwinięcia. Ma to szczególne znaczenie w przypadku łupków gazonośnych, których potencjał złożowy jest przedmiotem intensywnego rozpoznania.

Projekt ma charakter interdyscyplinarny, gdyż wykorzystuje zdobycze metodyczne geologii i inżynierii złożowej. Obejmuje szczegółowe badania, których rezultaty pozwolą udzielić odpowiedzi na następujące pytania:

1. Jak wykorzystać analizy petrofizyczne, mineralogiczne, petrograficzne i geochemiczne w formułowaniu kryteriów oceny szczelinowania i zwiększania wydobycia ropy naftowej?
2. Jakie są skutki stosowania energetyzowanych cieczy szczelinujących na środowisko geochemiczne formacji w krótkim i długim przedziale czasu?
3. Jaki powinien być skład energetyzowanych cieczy szczelinujących odpowiednich do zastosowania w różnych formacjach złożowych?
4. Jakie są wzajemne interakcje między cieczami a skałą poddawaną szczelinowaniu?
5. Jaki jest wpływ zaprojektowanych cieczy szczelinujących na uszkodzenie przepuszczalności formacji?
6. W jaki sposób skutecznie przeprowadzać neutralizację lub recykling płynów zwrotnych ze szczelinowania?

Prace prowadzące do przedstawionych wyników uzyskały finansowanie ze środków programu Polsko-Norweska Współpraca Badawcza realizowanego przez Narodowe Centrum Badań i Rozwoju w ramach projektu pt. „Projektowanie, wpływ na środowisko i skuteczność energetyzowanych cieczy do szczelinowania skał zbiornikowych ropy i gazu Europy Środkowej”, zgodnie z umową Pol-Nor/196923/49/2013.

**BAZA DANYCH GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKICH I ATLASY
GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKIE WYBRANYCH OBSZARÓW KRAJU
W ASPEKTCIE PROJEKTOWANEGO ATLASU
GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKIEGO AGLOMERACJI LUBELSKIEJ**

Monika MADEJ, Krzysztof MAJER

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Jagiellońska 76, 03-301 Warszawa,
monika.madej@pgi.gov.pl, krzysztof.majer@pgi.gov.pl

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, pełniący rolę państwowej służby geologicznej (art. 163. 1. Ustawy z dnia 9 czerwca 2011 r. Prawo geologiczne i górnicze), na zlecenie Ministra Środowiska prowadzi zadanie pn. „Prowadzenie i aktualizacja Bazy Danych Geologiczno-Inżynierskich (BDGI) wraz ze sporządzeniem *Atlasu geologiczno-inżynierskiego wybranych obszarów kraju w skali 1:10 000*. Zadanie, finansowane ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej, jest bezpośrednią, choć zaktualizowaną i zmodyfikowaną kontynuacją wcześniejszych opracowań tego typu dotyczących aglomeracji miejskich.

W ramach zadania, poza Bazą Danych Geologiczno-Inżynierskich (BDGI), powstaną atlasy geologiczno-inżynierskie aglomeracji koszalińskiej i bydgoskiej, powiatu płockiego i piaseczyńskiego oraz klifu gdyńskiego i kaszubskiego. Ponadto zostaną ustalone przybliżone możliwości wykonania bazy danych geologiczno-inżynierskich i atlasu geologiczno-inżynierskiego aglomeracji miasta Szczecina, a także aglomeracji lubelskiej w postaci: „Studium wykonalności atlasu geologiczno-inżynierskiego aglomeracji Lublin–Świdnik wraz z bazą otworów geologiczno-inżynierskich”.

Przedstawiono problematykę i dotychczasowe osiągnięcia zespołu geologiczno-inżynierskiego PIG-PIB, związane z tworzeniem atlasów geologiczno-inżynierskich i geologiczno-inżynierskich baz danych otworowych. Zostanie także omówiona możliwość wykonania otworowej bazy danych geologiczno-inżynierskich oraz głównie na jej podstawie *Atlasu geologiczno-inżynierskiego aglomeracji Lublin–Świdnik*.

KORELACJA BLOKÓW PRZEDPOLA KRATONU WSCHODNIOEUROPEJSKIEGO W POLSCE Z BLOKAMI PRZEDPOLA TEGO KRATONU NA UKRAINIE I JEJ ZNACZENIE DLA POSZUKIWAŃ GAZU ŁUPKOWEGO

Włodzimierz MIZERSKI¹, Orest STUPKA², Izabela OLCZAK-DUSSELDORP¹

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, wladzimierz.mizerski@pgi.gov.pl, izabela.olczak-dusseldorp@pgi.gov.pl

²National Academy of Sciences of Ukraine, Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Matertials, Naukowa Str. 3a, 79053 Lviv, Ukraine

W ciągu ostatnich kilku lat pojawiły się prace regionalne dotyczące korelacji bloków przedpola kratonu wschodnioeuropejskiego na obszarze Polski i Ukrainy (Buła, Habryn, 2011; Jachowicz-Zdanowska, 2011; Żelaźniewicz i in., 2011). Zgodnie z interpretacjami tych autorów na południowo-zachodnim przedpolu kratonu wschodnioeuropejskiego znajdują się dwa wąskie bloki skorupy ziemskiej. Pierwszy z nich, ograniczony od NE systemem uskoku Nowe Miasto–Radom–Rava Ruska, a od SW dyslokacją świętokrzyską, której kontynuacji można upatrywać w dyslokacji gorodokskiej na Ukrainie, ciągnie się od obszaru łysogórsko-radomskiego na NW po strefę Ravy Ruskiej na SE. Drugi – ograniczony od NE dyslokacją świętokrzyską, a od SW strefą uskoku Chmielnika–Ryszkowej Woli–Krakovca, wiązać ma ze sobą kielecką część obszaru świętokrzyskiego ze strefą Kokhanivki. Oba sugerowane bloki, o szerokości 20–50 km każdy, są dobrze widoczne na powierzchni podmezozoicznej. W obu też jest widoczna ciągłość wychodni paleozoicznych różnego wieku. Główną cechą różniącą blok Łysogóry–Radom–Rava Ruska od bloku Kielce–Kokhanivka, jest występowanie zarówno utworów starszego, jak i młodszego paleozoiku z ciągłym przejściem syluru w dewon. W powiązaniu z dużą zawartością substancji organicznej w utworach sylurskich pozwala to na sugestię, że utwory sylurskie mogą tu być źródłem występowania gazu łupkowego czy gazu zamkniętego, podobnie jak na obszarze Lubelsko-Lwowskim. W tej części brzegu kratonu perspektywy występowania gazu łupkowego wydają się większe niż w syneklizie perybałtyckiej czy podlaskiej, w obrębie których utwory syluru przez dziesiątki milionów lat znajdowały się na powierzchni, co sprzyjało ucieczce węglowodorów. Na południu kratonu utwory syluru były w znacznym stopniu izolowane od czynników zewnętrznych, w związku z tym możliwość zachowania się węglowodorów była tu znacznie większa.

To, że obydwa omawiane bloki są dobrze widoczne na powierzchni mezozoicznej, może być jednak wynikiem nie tyle stanu faktycznego, ile interpretacji. Wątpliwość może budzić fakt, że styl deformacji tektonicznych w obrębie świętokrzyskich segmentów obu bloków oraz stref Ravy Ruskiej i Kokhanivki jest całkowicie odmienny. O ile paleozoiczne struktury obszaru świętokrzyskiego charakteryzują się wergencją południowo-zachodnią (ściślej SSW), świadczącą o transporcie tektonicznym ku południowi, to zarówno w strefie Ravy Ruskiej, jak i Kokhanivki wergencja struktur jest przeciwna (NE), wskazująca na transport tektoniczny w kierunku kratonu wschodnioeuropejskiego (Wishniakov i in., 2002). Różnice stają się jeszcze większe, gdy dodamy, że w ukraińskim przedpolu kratonu w obrębie utworów paleozoicznych dominują stosunkowo połogie nasunięcia, wzdłuż których następują przemieszczenia w kierunku kratonu. Procesy fałdowe i nasunięciowe w strefie Ravy Ruskiej i Kokhanivki były zapewne znacznie silniejsze niż w obszarze świętokrzyskim, o czym świadczy obecność grubych (niekiedy o miąższości kilkuset metrów) brekcji tektonicznych.

Te różnice między stylem tektonicznym obszaru świętokrzyskiego oraz Ravy Ruskiej i Kokhanivki muszą wynikać z diametralnie innego reżimu tektonicznego panującego na tych obszarach, co może być konsekwencją odmiennych relacji między tymi fragmentami bloku a kratonem wschodnioeuropejskim, szczególnie zaś odległością do jego krawędzi i głębokością położenia jego fundamentu (Stupka, Mizerski, 2007).

POMIAR WILGOTNOŚCI GLEBY Z WYKORZYSTANIEM NEUTRONÓW KOSMOGENICZNYCH NA POTRZEBY GEOLOGII

Jerzy NITYCHORUK¹, Marek ZREDA², Marta CHODYKA¹,
Katarzyna ŚWIERCZEWSKA-PIETRAS¹, Łukasz ZBUCKI¹

¹ Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II, Wydział Nauk Ekonomicznych i Technicznych,
ul. Sidorska 95/97, 21-500 Biała Podlaska, jerzy.nitychoruk@pswbp.pl, m.chodyka@dydaktyka.pswbp.pl,
k.swierczewska-pietras@dydaktyka.pswbp.pl, l.zbucki@dydaktyka.pswbp.pl

²Department of Hydrology and Water Resources, University of Arizona, Tucson, Arizona, USA,
marek@hwr.arizona.edu

Intensywność neutronów kosmogenicznych obserwowana ponad powierzchnią ziemi jest zależna od zawartości wodoru w glebie. Wykorzystując tę zależność, opracowano nową metodę pomiaru średniej wilgotności gleby za pomocą specjalnych czujników liczących neutrony na obszarze kilkudziesięciu hektarów. W USA powstał projekt – COSMOS, w którego ramach wyprodukowano czujniki mierzące wilgotność gleby na całym obszarze kraju. Czujniki zainstalowano również w kilku krajach europejskich, w tym w Polsce.

W glebach gromadzi się wilgoć wpływająca na bilans biomasy i energii wymienianej między powierzchnią ziemi i atmosferą, co ma ogromny wpływ na wiele biologicznych i fizycznych procesów, takich jak: odpływ powierzchniowy, infiltracja, parowanie, transpiracja, wegetacja roślin, a także na pogodę i klimat. Dotychczas stosowane metody punktowego pomiaru wilgotności gleby są mało reprezentatywne, z powodu przestrzennych różnic w wilgotności gleby wynikających z jej niejednorodności. Nowe czujniki mierzące promieniowanie kosmiczne mogą być zastosowane tam, gdzie gleby są niejednorodne, również na gruntach kamienistych. Wykrywają wszystkie formy wilgoci, głównie wodę ciekłą, wodę zamrznietą w glebie i w śniegu, wodę w roślinach, co pozwala na ogólną ocenę poziomu wilgotności i umożliwia prowadzenie badań w wielu dziedzinach.

Dane z czujników są bardzo pomocne dla badaczy zmian klimatu, hydrometeorologów, geologów – przewidujących zagrożenia osuwiskowe, hydrologów – kontrolujących susze i ochronę przeciwpowodziową, a także dla ekologów w rolnictwie i inżynierii geologicznej.

**WARUNKI WYSTĘPOWANIA WÓD PODZIEMNYCH
PIERWSZEGO POZIOMU WODONOŚNEGO W GRANICACH OBSZARU
NATURA 2000 – PUSZCZA SOLSKA PLB060008**

Marcin PASTERNAK, Jarosław SZULIK

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Górnośląski w Sosnowcu,
ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec, marcin.pasternak@pgi.gov.pl, jaroslaw.szulik@pgi.gov.pl

Obszar Natura 2000 Puszcza Solska (PLB060008) znajduje się na terenie województwa lubelskiego i podkarpackiego; zajmuje powierzchnię 79 349,1 ha. Jest to obszar typu OSO (tj. obszar specjalnej ochrony). Stanowi rozległy kompleks leśny położony w strefie kontaktu Roztocza i Kotliny Sandomierskiej, przecięty licznymi dolinami rzecznyymi.

Warunki występowania wód podziemnych Pierwszego Poziomu Wodonośnego (PPW) określono na podstawie danych uzyskanych z prac terenowych oraz prac kameralnych. Wykonane prace pozwalają stwierdzić, czy analizowany obszar NATURA 2000 jest pod wpływem antropopresji oraz ocenić, w jakim stopniu warstwy informacyjne przedstawione na mapach MhP-PPW-WH odzwierciedlają stosunki wodne na omawianym obszarze NATURA 2000 i pozwalają na rejestrowanie zmian antropogenicznych.

Pierwszy poziom wodonośny jest związany z osadami czwartorzędu, neogenu i kredy. Pod względem geomorfologicznym zawadnione utwory występują w dolinach rzecznych, na równinach, wysoczyznach i wysoczyznach morenowych. W wyniku przeprowadzonych pomiarów stwierdzono, że PPW występuje na zróżnicowanej głębokości od 0 do 10 m p.p.t. W 2013 r. zwierciadło wody występowało na rzędnych od 185,0 do 290,0 m n.p.m. Przebieg hydroizohips wyraźnie wskazuje na ścisły związek wód podziemnych z wodami powierzchniowymi oraz na drenujący charakter głównych rzek. Główny kierunek przepływu wód podziemnych przebiega z północnego wschodu (wysoczyzn Roztocza) na południowy zachód. Warunki te są lokalnie zaburzone przez drenaż wód przez doliny rzeczne oraz przez ujęcia studzienne. Wpływ ten zaznacza się wygięciami hydroizohips w ogólnym obrazie powierzchni zwierciadła wody.

Na całej powierzchni analizowanego obszaru obserwuje się naturalny przepływ wód podziemnych w pierwszym poziomie wodonośnym. Nieznaczne wahania wód pierwszego poziomu wodonośnego należy uznać za sezonowe, gdyż brak jest jednoznacznych przesłanek do określenia trwałych zmian. W tym celu należałoby przeprowadzić badania długookresowe.

ELEMENTY EKOLOGICZNEJ OCENY ZŁÓŻ WĘGLA KAMIENNEGO I KOPALIN POSPOLITYCH NA LUBELSZCZYŹNIE

Barbara PTAK

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1,
41-200 Sosnowiec, barbara.ptak@pgi.gov.pl

Ocena ekologiczna złóż węgla kamiennego i kopalin pospolitych zostały opracowane na podstawie *Mapy Geośrodowiskowej Polski w skali 1:50 000*, arkusz Orzechów Nowy. Omawiany obszar jest położony na południowo-zachodnim skłonie prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej, w obrębie obniżenia włodawskiego, w którym zachowały się piaskowce, wapienie, wapienie rafowe i dolomity dewońskie. Powyżej, transgresywnie i niezgodnie, leżą utwory karbonu z udokumentowanymi złożami węgla kamiennego. Główne złoż węgla kamiennego o znaczeniu ekonomicznym występuje w utworach formacji Lublina. Jest to złoż wielopokładowe, poprzecinane uskoki. Zasoby geologiczne węgla w Lubelskim Zagłębiu Węglowymi i stan rozpoznania złóż zestawiono w tabeli. Na omawianym obszarze udokumentowano siedem złóż węgla kamiennego, osiem złóż torfów i dwa złoża piasków. Złoża torfów są udokumentowanymi fragmentami jednego z największych torfowisk w kraju – „Krowiego Bagna”. Złoża torfów są zawodnione lub częściowo zawodnione, występujące w formie pokładu. Kopalina nadaje się do wykorzystania w rolnictwie i ogrodnictwie. Nad nimi leży gleba torfowa, a w spągu złóż występują piaski, namuły organiczne lub gliny piaszczyste. Wyznaczone są również obszary perspektywiczne dla tych kopalni. Mogą one w przyszłości stanowić bazę do powstania nowych kopalni. Z uwagi na ochronę środowiska wszystkie złoża zaliczono do klasy B (konfliktowe), z wyjątkiem złoża „Orzechów” (klasy C – bardzo konfliktowe). Wszystkie złoża zlokalizowane w obrębie arkusza Orzechów Nowy znajdują się na obszarze strefy ochronnej głównych zbiorników wód podziemnych GZWP nr 407 – Niecka Lubelska (Chełm–Zamość). Złoża „Orzechów” i „Lublin K–9” znajdują się w granicach parków krajobrazowych, rezerwatu przyrody, obszarów Natura 2000, lasów i gleb chronionych, a złożo „Orzechów” – również na obszarze specjalnej ochrony przyrody, w parku narodowym. Złoża: „Kolechowice Nowe”, „Ostrów”, „Sawin”, „Wytyczno I”, „Wytyczno II”, „Grabniak I”, „Ostrówek I” i „Lublin K–6-7” są położone na obszarach chronionego krajobrazu, a dodatkowo złożo „Ostrów” w parku krajobrazowym i na obszarze Natura 2000, „Sawin” w granicach lasów i gleb chronionych oraz na obszarze Natura 2000, „Ostrówek I” na obszarze Natura 2000 i „Lublin K–6-7” w granicach gleb chronionych. Złoża położone na obszarze parku krajobrazowego, obszarze Natura 2000 i terenach rolniczych o wysokich klasach bonitacyjnych gleb to „Bogdanka” i „Nadrybie Wieś I”.

OD MAPY GEOLOGICZNEJ DO ATRAKCJI GEOTURYSTYCZNEJ W „GEOPARKU GÓRA ŚWIĘTEJ ANNY”

Rafał SIKORA, Paweł WOŹNIAK, Andrzej PIOTROWSKI, Janusz HAISIG

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec, rafal.sikora@pgi.gov.pl, pawel.wozniak@pgi.gov.pl, andrzej.piotrowski2@pgi.gov.pl

Realizacja projektu „Geopark Góra Świętej Anny – udokumentowanie i propozycja jego ochrony” wymagała opracowania szczegółowych map i przekrojów geologicznych tego rejonu w skali 1:10 000. W tym celu na obszarze 29 km² przeprowadzono prace kartograficzne, które objęły m.in. prace w odsłonięciach oraz odwiercenie 216 sond ręcznych i 27 sond mechanicznych (do głębokości 19 m). Sondy mechaniczne dokumentują osady czwartorzędowe oraz ich podłoże. Ponadto wykonano 200 km marszrut. Mapy dostarczyły podstawowych informacji, bardziej szczegółowych niż obowiązująca SMGP w skali 1:50 000 (arkusz Kędzierzyn-Koźle). Uzyskane dane posłużyły ponadto do opracowania przekrojów geologicznych oraz kolejnych założeń projektu (kart rejestracyjnych odsłonieć, profili litostratygraficznych, tablic edukacyjnych).

Otrzymany obraz kartograficzny ukazał dużą georóżnorodność rejonu, stając się istotnym elementem, który posłużył do opracowania ścieżki dydaktycznej geoparku. Mapa geologiczna jest podstawowym źródłem informacji geologicznej dla odwiedzających „Geopark Góra Świętej Anny”. Uwydatnienie na niej podkładu topograficznego oraz zastosowanie znaków umownych, właściwych dla map turystycznych, umożliwia praktyczne zastosowanie mapy w celu zwiedzania geoparku. Szkic geomorfologiczny w skali 1:20 000 jest jej cennym uzupełnieniem i elementem edukacyjnym zwiększającym atrakcyjność geoturystyczną rejonu. Szczegółowe prace kartograficzne umożliwiły także opracowanie mapy odkrytej w skali 1:10 000. Wymieniona mapa oraz przekroje geologiczne w nowym ujęciu obrazują wglębną budowę obszaru geoparku. Ukazują sposób zalegania w tym rejonie skał pstrygo piaskowca, wapienia muszlowego oraz podścielających je utworów kulmu. Ponadto konstrukcja mapy podłoża i przekrojów geologicznych pozwoliły na odtworzenie tektoniki uskokowej skał paleozoicznych i mezozoicznych.

Prowadzenie prac kartograficznych w odpowiedniej skali i właściwe wykorzystanie uzyskanych danych dowodzą dużego znaczenia badań kartograficznych w ocenie georóżnorodności i tym samym waloryzacji geologicznej oraz turystycznej danego rejonu. Istotny jest też fakt, że prace planowane do celów geoturystycznych dostarczyły konkretnych informacji pozwalających uściślić dotychczasową wiedzę na temat budowy geologicznej badanego obszaru.

GÓRNOKAMBRYJSKIE I TREMADOCKIE ŁUPKI Z REJONU NAROLA (SE LUBELSZCZYŻNA) – POTENCJALNE ŹRÓDŁO WĘGLOWODORÓW?

Magdalena SIKORSKA-JAWOROWSKA

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, 00-975 Warszawa, ul. Rakowiecka 4,
mjaw@pgi.gov.pl

Rejon Narola jest wyjątkowy ze względu na duże miąższości osadów kambru górnego rozpoznanych wierceniami Narol IG 1 i Narol PIG 2, oraz z powodu kontrowersyjnego usytuowania względem jednostek tektonicznych. Modliński, Szymański (2005) umieszczają oba otwory po W stronie strefy T-T. Według Jaworowskiego i Sikorskiej (2006) na W od tej strefy, tj. w jednostce łysogórskiej, położony jest jedynie otwór Narol PIG 2, natomiast Narol IG 1 znajduje się na E od niej, tj. w brzeżnej części kratonu wschodnioeuropejskiego. Oba otwory dzieli uskoki Kazimierza interpretowany przez niektórych autorów jako fragment strefy T-T lub jako frontalny uskoki strefy nasunięć kaledońskich. W profilu Narol PIG 2 stwierdzono ciągle przejście pomiędzy kambrem i ordowikiem (tremadokiem). W obu otworach omawiane osady nie zostały przebite, a ich miąższość wynosi: 730 m w Narolu PIG 2 i 200 m w Narolu IG 1.

Omawiane utwory wykształcone są głównie w postaci łupków iłowcowo-mułowcowych z przewarstwieniami piaszczystymi. Zdaniem Jaworowskiego są to osady szelfu wykształcone jako muły z piaskami sztormowymi i pływowymi.

Badane łupki składają się głównie z illitu, łyszczyków, chlorytu, pyłu kwarcowego oraz zmiennych ilości węglanów (kalcyt, dolomit/ankeryt, syderyt), skaleni, pirytu, glaukonitu, sfalerytu, materii organicznej. Analiza RD frakcji ilastej wykazała obecność illitu typu 2M1 i 1M, chlorytu, kaolinitu i śladowych ilości minerałów mieszanopakietowych I/S. Zawartość trzech zasadniczych składników, które charakteryzują podatność skał na proces hydraulicznego rozkruszania, przedstawiona na trójkącie: kwarc – węglany – minerały ilaste mieści się w polu wzorcowych łupków formacji Barnett.

W mikroskopie elektronowym widoczna jest mikroporowatość w matriksie ilastym, a największe pory występują wzdłuż pakietów łyszczykowych. Z badań porozymetrycznych wynika, że porowatość całkowita waha się od 0,5 do 5,7, natomiast przepuszczalność, zmierzona w pojedynczych próbkach rdzenia, wynosi 0,4 mD.

Badane osady są silnie zdiagenezowane i wykazują wysoki stopień dojrzałości termicznej materii organicznej (Ro 1,7 – 2,5). Analiza Rock-eval materii organicznej wykazała, że zdominowana jest przez kerogen typu III i pozbawiona jest cech macierzystości. Obecnie badane łupki znajdują się w najniższej części okna gazowego na granicy katagenezy i metagenezy. Mimo spełnienia części kryteriów, wymaganych w uznaniu kompleksu łupkowego za perspektywiczny, kluczowe okazały się negatywne wyniki badania materii organicznej. Górnokambryjsko-tremadockie łupki rejonu Narola nie roją nadziei jako potencjalne skały macierzyste węglowodorów.

WYSTĘPOWANIE WÓD MINERALNYCH I TERMALNYCH W POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI SYNEKLIZY PODLASKIEJ

Mariusz SOCHA, Jakub SOKOŁOWSKI, Agnieszka FELTER, Jadwiga STOŻEK

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa,
mariusz.socha@pgi.gov.pl, jakub.sokolowski@pgi.gov.pl, agnieszka.felter@pgi.gov.pl,
jadwiga.stozek@pgi.gov.pl

Scharakteryzowano warunki hydrochemiczne i hydrodynamiczne panujące w osadowym kompleksie paleozoicznym i mezozoicznym południowo-wschodniej części syneklizy podlaskiej. Obszar ten charakteryzuje się głębokim występowaniem wód zwykłych, a także wód mineralnych, które dotychczas nie są wykorzystywane. W tej części syneklizy odnotowano również występowanie zmineralizowanych wód termalnych. W pracy przeprowadzono próbę ustalenia wzajemnych zależności między głębokością występowania wód, ich mineralizacją i wybranymi stosunkami jonowymi. Analiza tych danych umożliwiła wstępne określenie związków wskazujących pośrednio na genezę wód wgłębnych. W pracy wykorzystano profile i wyniki opróbowań głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego oraz Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa, zgromadzone w Narodowym Archiwum Geologicznym PIG-PIB. Na zakończenie przedstawiono perspektywy ujęcia i zagospodarowania wód podziemnych do celów grzewczych, rekreacyjnych i leczniczych z poszczególnych pięter wodonośnych w świetle ekonomicznych uwarunkowań rentowności inwestycji, wynikających z możliwości i ograniczeń warunków geologicznych i hydrogeologicznych.

EDUKACJA O GAZIE W ŁUPKACH JEDNYM Z PRIORYTETÓW PROJEKTU INFORMACYJNEGO NT. WĘGLOWODORÓW Z FORMACJI ŁUPKOWYCH REALIZOWANEGO PRZEZ PAŃSTWOWĄ SŁUŻBĘ GEOLOGICZNĄ

Michalina ŚCIBISZ-KOSANOWSKA, Lidia ADACH, Katarzyna DYBKOWSKA

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00 – 975 Warszawa,
michalina.scibisz@pgi.gov.pl, lidia.adach@pgi.gov.pl, katarzyna.dybkowska@pgi.gov.pl

Własne surowce energetyczne są podstawą bezpieczeństwa energetycznego Polski. Wzrost zapotrzebowania na energię oraz dążenie do ograniczenia emisji gazów cieplarnianych do atmosfery, zgodnie z regulacjami unijnymi, przyczyniły się do zainicjowania działań na rzecz zwiększenia w bilansie energetycznym kraju udziału gazu ziemnego – najczystszej energii wśród paliw kopalnych. Duże perspektywy stanowią zasoby węglowodorów w ordowicko-sylurskich formacjach łupkowych stwierdzonych na obszarze bałtycko-podlasko-lubelskim. Wiodącą rolę w określeniu stref perspektywicznego występowania węglowodorów ze złóż niekonwencjonalnych odegrał Państwowy Instytut Geologiczny – PIB. Od 2010 r. Instytut prowadzi zintensyfikowane badania w zakresie gazu ziemnego w łupkach. Obecnie trwają prace dotyczące rozpoznania i szacowania zasobów węglowodorów z formacji łupkowych oraz aspektów środowiskowych związanych z poszukiwaniem, rozpoznaniem i wydobywaniem tych surowców.

Równolegle jest realizowany komplementarny projekt informacyjno-edukacyjny na temat węglowodorów z formacji łupkowych (finansowany ze środków NFOŚiGW). Wyróżnikiem projektu na tle pozostałych kampanii informacyjno-edukacyjnych poświęconych tematyce gazu łupkowego jest ogólnopolski zasięg, ze szczególnym uwzględnieniem obszarów koncesyjnych, co umożliwia dostęp do wiarygodnych informacji zarówno na Pomorzu, Mazowszu, jak i na Lubelszczyźnie.

Jednym z priorytetów projektu informacyjnego są działania edukacyjne, których celem jest przekazywanie trudnej i fachowej wiedzy w sposób przystępny dla młodzieży szkolnej i nauczycieli oraz „zaproszenie” ich do otwartego dialogu na temat różnych aspektów związanych z gazem ziemnym w łupkach. Narzędziem do osiągnięcia tego celu są materiały edukacyjne i dydaktyczne, m.in. w postaci scenariuszy lekcji, kart pracy, prezentacji multimedialnych czy folderów. Oprócz standardowych metod nauczania, innowacyjnymi sposobami komunikacji ze społecznością szkolną są konkursy: konkurs filmowy „Młodzi o łupkach” na opracowanie scenariusza filmu krótkometrażowego nt. gazu łupkowego oraz XV edycja ogólnopolskiego konkursu wiedzy „Nasza Ziemia” pod hasłem „Od pionierów życia do gazu łupkowego”.

Odpowiednio przetworzona informacja oraz innowacyjny przekaz są głównymi założeniami przedstawionego projektu, co wpisuje się w ideę społeczeństwa informacyjnego.

CHARAKTERYSTYKA ZŁÓŻ WĘGLA BRUNATNEGO PONIEC-KROBIA, GÓRA I OCZKOWICE POD KĄTEM PRZYSZŁEJ EKSPLOATACJI

Paweł URBAŃSKI

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa,
pawel.urbanski@pgi.gov.pl

Złóża węgla brunatnego Poniec-Krobia, Góra i Oczkowice, z zasobami bilansowymi wynoszącymi łącznie ponad 2 miliardy ton, stanowią ważną część masywu złóż węgla brunatnego południowej Wielkopolski. Występujący w nich węgiel brunatny jest w całości węglem energetycznym dobrej jakości, a znaczna część jego zasobów spełnia także kryteria dla węgla brykietowego i wylewnego. Są to złoża wielopokładowe, przy czym znaczenie gospodarcze mają jedynie I pokład środkowopolski i II pokład łuzycycki. Znaczna odległość od istniejących zakładów energetycznych, a co za tym idzie wysokie koszty transportu, czynią nieopłacalnym transport węgla. Z kolei ten sam czynnik, w przypadku utworzenia nowego zagłębia górniczo-energetycznego, spowodowałby obniżenie kosztów przesyłu energii do ośrodków położonych w jego rejonie. Brak konfliktu potencjalnej eksploatacji ze środowiskiem jest dodatkowym atutem na rzecz podjęcia ewentualnej działalności eksploatacyjnej na obszarze omawianego kompleksu złożowego. Złóża węgla brunatnego Poniec-Krobia, Góra i Oczkowice jak na razie nie cieszą się wielkim zainteresowaniem, jednak zdaniem autora powinny być one uznane za jedne z bardziej wartościowych złóż węgla brunatnego w Polsce i z tego powodu powinny być objęte rzeczywistą ochroną złóż oraz (ze względów ekonomicznych) chronione przed rozwojem innego rodzaju działalności inwestycyjnej.

WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE ZAGŁĘBIA LUBELSKIEGO

Jadwiga WAGNER, Zbigniew KACZOROWSKI

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Górnośląski w Sosnowcu,
ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec, jadwiga.wagner@pgi.gov.pl, zbigniew.kaczorowski@pgi.gov.pl

W profilu geologicznym zagłębia lubelskiego wydzielono trzy pionowe strefy hydrodynamiczne: górną, środkową i dolną (Rózkowski, Wilk, 1989). Strefy te rozpoznano i udokumentowano dość dokładnie wyłącznie we wschodniej części zagłębia, zlokalizowanej na wschód od struktury Kocka. Na obszarze rowu mazowiecko-lubelskiego, na zachód od wymienionej struktury, stan ich rozpoznania jest słaby. W części wschodniej cokołu łukowskiego (położonego na północ od basenu lubelsko-wołyńskiego) stwierdzono występowanie wyłącznie dwóch stref hydrodynamicznych – górnej i środkowej.

Górna strefa hydrodynamiczna (intensywnej wymiany wód), zalegająca od powierzchni do głębokości 120 m, maks. 170 m, występuje na całym obszarze zagłębia. Wydzielona jest w profilu dobrze przepuszczalnych utworów czwartorzędowych, lokalnie neogenu i najwyższej kredy. Zasilanie poziomów wodonośnych następuje na jej całym obszarze. Drenaż wód ma miejsce w dolinach i pradolinach rzecznych oraz wskutek pompowania wód komunalnych i górniczych. Strefa jest oddzielona od podległej środkowej strefy hydrodynamicznej górną serią izolującą, zbudowaną ze spagowych ogniów kredy górnej.

Środkowa strefa hydrodynamiczna (utrudnionej wymiany) występuje na głębokości 400–1100 m, ma miąższość 500–600 m, jest zbudowana z utworów kredy dolnej i jury, stropowych ogniów karbonu górnego (westfal i namur C) oraz lokalnie utworów starszych. W centralnej i zachodniej części zagłębia jest ona odizolowana od strefy górnej miąższą serią marglistych osadów dolnych ogniów kredy górnej. Środkowa strefa hydrodynamiczna we wschodniej części zagłębia jest izolowana od dolnej strefy hydrodynamicznej przez iłowcowe utwory namuru A–B, budujące dolną serią izolującą. W północno-zachodniej części zagłębia występują też utwory triasu i permu.

Zasilanie poziomów wodonośnych omawianej strefy następuje na wychodniach utworów ją budujących – w rejonie obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich, oraz wskutek przesączania się wód przez marglistą serią kredy górnej na wschód od Bugu i we wschodniej części zagłębia. Wskazują na to zarówno zmiany składu chemicznego i wzrostu mineralizacji wód, jak również wiek wód określony badaniami izotopowymi. Prędkości przepływu wód kształtują się w granicach od dziesiątych części metra do kilkunastu metrów na rok.

Dolna strefa hydrodynamiczna (wody stagnujące) we wschodniej części zagłębia jest zbudowana z utworów karbonu dolnego, dewonu, kambru i ediakaru. Są to piaskowce karbonu, dolomity dewonu i piaskowce starszych ogniów paleozoiku i prekambriu.

Układ pola hydrodynamicznego w basenie oraz wynikający z niego dominujący kierunek przepływu wód są uwarunkowane dużymi ciśnieniami hydrostatycznymi występującymi na wyniesionym obszarze Podola i Rostocza. Głębokie przenikanie wód infiltracyjnych jest możliwe dzięki tektonice blokowej. Strefy rozłamów tektonicznych i strefy uskoków o przebiegu regionalnym oraz żywa neotektonika ułatwiają zasilanie i drenaż poziomów wodonośnych.

CHARAKTERYSTYKA HYDROGEOLOGICZNA PIĘTER WODONOŚNYCH

CZWARTORZĘD

Utwory czwartorzędu tworzą pokrywy na całym obszarze zagłębia, a w części południowej występują jako płyty o niewielkiej miąższości, zazwyczaj bezwodne. Osady plejstoceńskie są wykształcone jako piaski, żwiry, gliny, mułki i ily jeziorne, zaś osady holocenięskie – jako mułki, mady, piaski, gytie

i torfy. Osiągają miąższość 40–50 m i przewodnictwo wodne 500–2000 m²/24 h (Rózkowski, Wilk, 1989). Stanowią ośrodek porowy, który charakteryzują współczynniki filtracji w zakresie od $3,94 \cdot 10^{-6}$ do $3,15 \cdot 10^{-5}$ m/s oraz wody słodkie, akratopegi reprezentujące typy chemiczne według Szczukariewa-Prikłońskiego HCO₃-Ca i HCO₃-Ca-Mg.

PALEOGEN I NEOGEN

Wodonośne utwory paleogenu i neogenu – poziom mioceno-oligoceni, występujące w północnej części zagłębia, są wykształcone głównie jako piaski glaukonitowo-kwarcowe z fosforami o miąższości do 30 m oraz pylaste piaski szare i ciemnoszare o miąższości do 40 m. Przewodnictwo wodne poziomu mioceno-oligoceni osiąga 50–200 m²/24 h, przy sumarycznej miąższości utworów wodonośnych 10–20 m, oraz 150–500 m m²/24 h przy miąższości 20–40 m (Rózkowski, Wilk, 1989). Węglanowe utwory paleocenu pozostają w więzi hydraulicznej z utworami kredy górnej, tworząc wspólny ośrodek szczelinowy.

KREDA

Wodonośne utwory kredy są reprezentowane przez dwa poziomy – górnokredowy, który lokalnie (w północnej i zachodniej części zagłębia) tworzy wspólny kompleks wodonośny z podobnie wykształconymi utworami paleocenu, oraz drugi – w utworach kredy dolnej.

Kredę górną budują utwory węglanowe. Jest to ośrodek szczelinowy, który charakteryzują współczynniki filtracji od $7,06 \cdot 10^{-9}$ do $2,0 \cdot 10^{-7}$ m/s (Lublin 11), od $1,04 \cdot 10^{-4}$ do $4,17 \cdot 10^{-4}$ m/s (w otworze OP 1) i od $2,8 \cdot 10^{-6}$ do $6,6 \cdot 10^{-4}$ m/s (obliczone na podstawie próbnych pompowań z otworów z obszaru Centralnego Rejonu Węglowego CRW – od L71 do L112). Wydajność ośrodka szczelinowego wynosiła do 18,5 m³/h w otworach złożowych oraz do 113,4 m³/h w otworach podszybowych. Wody podziemne to wody słodkie, o mineralizacji ogólnej od 0,385 do 0,981 mg/dm³ i typach chemicznych: HCO₃-Ca, HCO₃-Ca-Mg, HCO₃-Na, HCO₃-Na-Mg i HCO₃-Na-Ca-Mg.

Poniżej głębokości 200,0 m utwory kredy charakteryzują się współczynnikiem filtracji od około 10^{-8} do $2,87 \cdot 10^{-7}$ m/s (OP 1), a wydatki jednostkowe z interwału 450–500 m wynoszą od 0,0004 do 0,004 m³/h · m. W 60% badanych otworów podczas próbnych pompowań dopływ wód do otworu był bardzo mały lub nie uzyskano dopływów. Wody podziemne to wody słodkie, o mineralizacji ogólnej od 0,765 do 2,238 mg/dm³ i typie chemicznym HCO₃-Cl-Na oraz temperaturze poniżej 20°C.

Zasilanie poziomów wodonośnych następuje na całym obszarze ich występowania. Drenaż zachodzi w dolinach i pradolinach rzecznych.

Utwory kredy dolnej stanowią ośrodek porowy. W CRW poziom kredy dolnej charakteryzuje się współczynnikami filtracji od $2,83 \cdot 10^{-9}$ do $1,1 \cdot 10^{-4}$ m/s, porowatością otwartą 12,9% oraz współczynnikiem odsączalności $\mu = 1,6\%$. Uzyskiwana w otworach badawczych wydajność wodonośnych poziomów waha się od 0,36 do 15,0 m³/h. Mineralizacja wód zmienia się od 0,19 g/dm³ (otwór Orzechów IG 2), przez 26,6 g/dm³ (otwór Komarów IG 1), do 30,99 g/dm³ (otwór Jarczów IG 2). Mineralizacja ogólna wód wykazuje trend wzrostu w kierunku ze wschodu i północnego wschodu ku południowemu zachodowi. Ponadto zgodnie z tym kierunkiem następuje zmienność typów chemicznych wód HCO₃-Mg-Ca, HCO₃-Cl-Mg i HCO₃-Cl-Mg-Ca w części wschodniej, HCO₃-Na-Ca-Mg i HCO₃-Na-Mg w części północnej, HCO₃-Na i HCO₃-Cl-Na w części centralnej zagłębia oraz Cl-Na w rowie lubelskim i na południu zagłębia.

JURA

Utwory jurajskie stanowią w profilu hydrogeologicznym zagłębia lubelskiego najbardziej zasobny zbiornik wodonośny. W jego skład wchodzi utwory jury środkowej i górnej, tworzące wspólny poziom lub pozostające w więzi hydraulicznej. Miąższość jurajskiego poziomu wodonośnego wynosi od 27 do 393 m. Największe wartości występują na południowo-zachodniej granicy obszaru badań i zmniejszają

się w kierunku wschodnim. Przepuszczalność utworów jury, zależna od wykształcenia litologicznego oraz stopnia spękania i skrasowienia skał, jest zróżnicowana w profilu pionowym.

Jurę górną, której utwory stanowią ośrodek szczelinowo-krasowy, reprezentują wapienie oolitowe, detrytyczne i pelityczne, margle i dolomity, w których występują liczne szczeliny (o rozwarciu do 1 mm) i kawerny (o średnicy do 100 mm). Lokalnie szczeliny i pustki krasowe są wypełnione w różnym stopniu kalcytem, najczęściej jednak są otwarte i stanowią główne drogi krążenia wód. Podczas głębień metodą mrożeniową stwierdzono także wycieki wody o zmiennym wydatku (Sztelak, 1979). Przestrzeń porowa w wapieniach oolitowych i detrytycznych również odgrywa pewną rolę w przewodzeniu wody. Parametry hydrogeologiczne utworów jury górnej są następujące: porowatość efektywna od kilku do 22%, odsączalność grawitacyjna od 0,0 do 4%, przepuszczalność od $6,49 \cdot 10^{-8}$ do $1,59 \cdot 10^{-5}$ m/s (dominują wartości od 10^{-5} do 10^{-6} m/s); współczynniki filtracji od $1 \cdot 10^{-8}$ do $1,94 \cdot 10^{-4}$ m/s (dominują wartości od 1 do $5 \cdot 10^{-6}$), wodonośność wyrażona wydatkiem jednostkowym, uzyskanym z badań połowych w otworach, wykonanych w latach 1959–1970, mieści się w zakresie 0,0045–3,069 m³/h na 1 m depresji (dominują wartości z przedziału 0,1–0,5 m³/h na 1 m depresji).

Utwory jury środkowej – ośrodek szczelinowo-porowy – budują dobrze przepuszczalne, słabo związane piaskowce wapniste i dolomityczne oraz wapienie piaszczyste. Poziom nie jest ciągły. Często jest wykształcony jako soczewki występujące na różnej głębokościach, o ograniczonej więzi hydraulicznej. Wody podziemne są słodkie i słonawe (Kock IG 1, Bąkowa IG 1 i Magnuszew IG 1) o mineralizacji 0,7–4,276 mg/dm³, reprezentujące typ chemiczny HCO₃-Na i wody słone typu chemicznego Cl-Ca (Tarnawatka IG 1 1535–1537 m).

Chemizm wód poziomu jurajskiego scharakteryzowano na podstawie 46 analiz. Mineralizacja wody w obszarze badań zawiera się w przedziale od 0,3 do 79,9 g/dm³. Najwyższe mineralizacje występują w rejonie najgłębszego występowania warstwy wodonośnej, na południowo-zachodniej granicy obszaru badań. Najwyższe wartości stwierdzono w otworach między Tomaszowem Lubelskim i Zamościem (55–65 g/dm³) oraz między Lublinem a Kraśnikiem (ponad 45 g/dm³). Izarytmy mineralizacji na całym obszarze układają się równoległe do przebiegu głównej struktury i głównych dyslokacji. Wartość mineralizacji rośnie w kierunku południowo-zachodnim, maleje w kierunku północno-wschodnim. Mineralizacja wód do głębokości ok. 900 m rośnie dość wolno, w przedziale głębokości ok. 500–900 m wzrasta bowiem od ok. 1,5 do 4,0 g/dm³ (Rózkowski, Wilk, 1989). Dominują wody typu Cl-HCO₃-Na, HCO₃-Cl-Na i Cl-Na, HCO₃-Na, wartości wskaźników rNa/rCl 1,23–2,92.

Parametry hydrogeologiczne poziomu jury środkowej, określone na podstawie wymienionych otworów, są następujące: wydajność 0,5–3,0 m³/h, wody słabo i średnio zmineralizowane o mineralizacji ogólnej 0,7–4,276, wody o mineralizacji 0,7–4,276 mg/dm³ typu chemicznego HCO₃-Na oraz 88,2 mg/dm³ typ chemiczny Cl-Ca, zwierciadło wody stabilizuje się na głębokości od 1,15 m p.p.t. do 180,0 m p.p.t. Dla piaskowców oznaczono dużą porowatość efektywną (0–21%).

W piętrze jury główny odpływ wód następuje ku północnemu zachodowi, z uwagi na powstawanie najwyższych ciśnień hydrostatycznych na wysoczyznach Podola i Roztocza, rozładowywanych w Niece Mazowieckiej. Rzędne zwierciadła wody, z okresu odwiercenia otworów (lata 1959–1970), kształtowały się w zakresie od 100,5 do 191,0 m n.p.m. Mineralizacja wody w obszarze badań zawiera się w przedziale wartości od 0,3 do 79,9 g/dm³. Po przeliczeniu położenia zwierciadła wody na ciśnienie piezometryczne rzędne linii ciśnień wody kształtowały się od 127,8 do 230,38 m n.p.m. Przy przeliczaniu nie uwzględniono wpływu temperatury na gęstość wody. W południowej części Lubelskiego Zagłębia Węglowego (LZW) przepływ wód następował z południowego zachodu na północny wschód. Idąc w kierunku północnym, kierunek przepływu zmieniał się na północny i dalej na północno-zachodni. Gradient hydrauliczny zmienia się w przedziale wartości od 0,5 do 3‰. Trend kierunku przepływu południe–północ jest zachowany, pomimo że w poszczególnych strukturach hydrogeologicznych stwierdzono modyfikacje kierunku w rejonach: Tomaszowa Lubelskiego S–N, Lublina–Łęcznej SSW–NNE, Kraśnika Lubelskiego–Opola Lubelskiego ESE–WNW (3‰), Parczewa–Włodawy (0,5‰) NNW–SSE.

Obszarami bezpośredniej alimentacji piętra jury są jej wschodnie, położone ok. 40 km na południowy zachód, Lubaczów–Biłgoraj–Janów Lubelski–Ostrowiec Świętokrzyski.

Przepływ wód w utworach jury jest uwarunkowany głównie tektoniką blokową. Istotną rolę w zakłóceniu regionalnego przepływu wód w środkowej strefie hydrodynamicznej odgrywają m.in. strefy uskoków Hanny, Święcicy oraz Włodzimierza, strefa uskoków ograniczających strukturę Kocka i inne duże dyslokacje. Zależnie od układu pola hydrodynamicznego strefy te mogą stanowić obszary zasilania lub drenażu omawianych poziomów wodonośnych. W związku z eksploatacją węgla kamiennego przez kopalnię Bogdanka wokół kopalni wytworzył się lej depresji, który rozwija się także w jurajskim poziomie wodonośnym i spowodował lokalne obniżenie zwierciadła wody do głębokości 650 m p.p.t.

Głęboka degazacja górotworu, skład chemiczny wód oraz ich ciśnienie potencjalne wskazują na drożność uskoków obecnych w licznych strefach rozłamowych (Różkowski, Sosnowski, 1975).

Obliczenia wydatku potencjalnego studni (Q_p), według wzoru Herbicha z *Instrukcji opracowania MHP w skali 1:50 000* (1996), wykonano przy założeniu, że eksploatacja odbywa się ze skał spękanych, w warstwie o zwierciadle napiętym.

$$Q_p = \frac{5,46T(Hs - Z - s_c)}{\lg \frac{9Tt}{D_{FC}^2 S}}$$

gdzie:

Q_p – wydatek potencjalny studni umownej [m^3/h];

T – przewodność warstwy wodonośnej [m^2/h], $T = m \cdot k$;

m – miąższość warstwy wodonośnej [m];

k – współczynnik filtracji [m/h];

Hs – wysokość ciśnienia w stropie warstwy wodonośnej [m];

Z – słup wody w studni pomiędzy zwierciadłem dynamicznym a górną granicą części roboczej filtru [m];

s_c – składowa depresji całkowitej s , wynikająca z oporów przepływu turbulentnego [m];

t – czas nieprzerwanej pracy pompy z wydatkiem Q_p (do obliczeń przyjęto $t = 168$ h);

D_{FC} – średnica filtru wraz z obsypką (średnica otworu wiertniczego) – do obliczeń przyjęto $D_{FC} = 0,168$ m);

S – współczynnik zasobności sprężystej – do obliczeń przyjęto $S = 0,0001$.

Dodatkowym założeniem przy obliczeniach Q_p był warunek, żeby depresja w studni podczas eksploatacji otworu nie sięgała głębiej niż 200 m p.p.t. W efekcie przyjęta do obliczeń depresja wynosiła od 72 do 191 m. Przy położeniu stropu warstwy wodonośnej kształtującym się od 317 do 1040 m p.p.t. warunek ten wpływa na zaniżenie obliczonych wydatków potencjalnych, poprzez ograniczenie możliwych do uzyskania depresji, szczególnie w otworach o głębszym zaleganiu poziomu jurajskiego.

Obliczenia wartości wydatków potencjalnych studni wykonano dla 62 otworów (Karwasiecka, 2008). Obliczone wartości wydatków potencjalnych studni wynoszą od 0,18 do 364 m^3/h . Wartość średnia wynosi 68,1 m^3/h , a mediana – 32,0 m^3/h .

Odnawialność wód w poszczególnych strukturach hydrogeologicznych jest bardzo zmienna – od kilkunastu tysięcy do ponad 2 mln lat. Zgodnie z oznaczeniami izotopowymi wód z poziomu jurajskiego (Małoszewski, 1979) czas przesączania się wód z poziomu kredy górnej przez dolne ogniwa kredy górnej, półprzepuszczalne lub praktycznie nieprzepuszczalne (seria izolująca), zawiera się w przedziale od 10^3 do 10^5 lat. W strefach dyslokacji ograniczających zrębową strukturę Kocka odbywa się descenzyjny przepływ wód.

TRIAS I PERM

Piętra wodonośne triasu i permu występują w sposób ciągły jedynie w północno-zachodnich częściach rejonu badań (Radzyń–Dęblin). Miąższość ośrodka szczelinowo-porowego nie przekracza 10–50 m. Badania wodonośności, które przeprowadzono tylko w otworze Łuków IG 1, wykazały ich wodonośność odpowiednio 1,5 m^3/h przy depresji 75 m oraz 1,1 m^3/h przy depresji 16 m. W obu przy-

padkach stwierdzono występowanie wód słodkich – aktratopegów, reprezentujących typ chemiczny $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ i $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$. Z punktu widzenia pozyskania energii geotermalnej poziomy te nie mają praktycznego znaczenia (Rózkowski, Wilk, 1989).

KARBON

Karbon stanowi ośrodek szczelinowo-porowy, gdzie w profilu geologicznym poziomy wodonośne są związane głównie z pakietami piaskowców. Najbardziej wodonośne są warstwy kumowskie (namur C), które zalegają na głębokościach od 1000 do 1600 m. Współczynnik porowatości efektywnej dla karbonu mieści się w przedziale od 0 do 28%, natomiast dla warstw kumowskich przeważają wartości z przedziału 2–10%. Współczynnik filtracji kształtuje się w granicach od $2,83 \cdot 10^{-9}$ do $1,1 \cdot 10^{-4}$ m/s. Przyipywy uzyskane z warstw kumowskich są rzędu $10 \text{ m}^3/\text{h}$. Pod względem chemicznym są to wody słonawe i solanki, o mineralizacji ogólnej od 1,2 do $192 \text{ g}/\text{dm}^3$ i typach chemicznych $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$, Cl-Na i $\text{HCO}_3\text{-Na}$.

DEWON

Utwory dewonu pod względem hydrogeologicznym rozpoznano tylko w południowej i południowo-zachodniej części zagłębia, do głębokości około 3000 m. Utwory te na całym rozpatrywanym obszarze występują w ciągłości sedimentacyjnej z sylurem i są wykształcone jako skały ilasto-mułowcowe lub wapienie koralowe i jamisto-kawerniste dolomity franu z rozwiniętą wtórną porowatością i szczelinowatością (Zawisza, 1988). Wody w utworach dewonu mają charakter szczelinowy i szczelinowo-porowy. Porowatość skał wynosi do kilkunastu procent, a przepuszczalność skał – od 1 do kilkunastu mD, o średniej 6,8 mD. Średnia prędkość filtracji wynosi 2,1 cm/rok (wg badań laboratoryjnych) oraz 14,2 cm/rok (wg zapięcia próbnika złoża, dla zbioru 17 pomiarów), gradienty hydrauliczne są stosunkowo niskie od 0,002 do 0,008, średni dopływ wód wynosi $5,1 \text{ m}^3/\text{h}$ (Tomaszów Lubelski IG 1) (Zawisza, 1988). Wody z utworów dewonu charakteryzują się dużą mineralizacją, od 100 do $154 \text{ g}/\text{dm}^3$, w głębszych partiach basenu do $200 \text{ g}/\text{dm}^3$, i wysokim stopniem metamorfizmu wód. Wody te reprezentują solanki chlorkowo-wapniowe lub chlorkowo-sodowe o bardzo dużej zawartości bromu (do $2,420 \text{ g}/\text{dm}^3$). W utworach dewonu dolnego, do głębokości 2800 m, mineralizacja zmienia się od $73,9 \text{ g}/\text{dm}^3$ (Opole Lubelskie IG 1) do $183 \text{ g}/\text{dm}^3$ (Korczmin IG 1). Ponadto w utworach dewonu środkowego mineralizacja wynosi do $135,5 \text{ g}/\text{dm}^3$ oraz dewonu górnego – do $127 \text{ g}/\text{dm}^3$ (Tomaszów Lubelski IG 1).

Obszarami zasilania dla skał franu jest strefa położona na północny wschód od Gór Świętokrzyskich.

DOLNY PALEOZOIK, PREKAMBR

Kambr stanowi ośrodek szczelinowo-porowy. Piaskowce przeławiczone mułwami i iłowcami są silnie zdiagenezowane. Porowatość piaskowców dochodzi do 21,5%, a przepuszczalność do 59 mD. Wyższe wartości są notowane w warstwach kambru dolnego. Na podstawie badań polowych wykonanych w otworach uzyskano wydajności $0,1\text{--}8,5 \text{ m}^3/\text{h}$, przy kilkusetmetrowych depresjach. Wodonośnymi utworami ediakaru są piaskowce i zlepieńce. Porowatość piaskowców dochodzi do 19%, a wodonośność wynosi od 0,25 do kilku m^3/h przy kilkusetmetrowych depresjach. W warstwach wodonośnych występują wody słonawe i solanki o zróżnicowanej mineralizacji, wynoszącej od $6,00\text{--}17,2 \text{ g}/\text{dm}^3$ (Kaplonosy IG 1) do $135\text{--}200 \text{ g}/\text{dm}^3$, oraz typie chemicznym Cl-Na-Ca i wysokim stopniu metamorfizmu.

LITERATURA

INSTRUKCJA opracowania MHP w skali 1:50 000. 1996. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
KARWASIECKA M. (red.), 2008 — Wody geotermalne rejonu lubelskiego. Projekt 4 T12B 03530 MŚ. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.

- MAŁOSZEWSKI S. (red.), 1979 — Badania hydrogeologiczne w aspekcie górniczego udostępnienia i rozcięcia złoża kopalni pilotująco-wydobywczej Bogdanka. Archiwum IHiGI, AGH, Kraków.
- RÓŻKOWSKI A., SOSNOWSKI M., 1975 — Metanowość złóż węgla kamiennego w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Kwartalnik Geologiczny*, **19**, 3: 537–557.
- RÓŻKOWSKI A., WILK Z. (red.), 1989 — Warunki hydrogeologiczne Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Prace Instytutu Geologicznego*, **125**: 5–92.
- SZTEŁAK J. (red.), 1979 — Zagrożenia wodne wyrobisk górniczych Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Archiwum Politechniki Śląskiej, Gliwice.
- ZAWISZA L., 1988 — Warunki hydrodynamiczne dla akumulacji węglowodorów w karbonie i dewonie synklinorium lubelskiego. PAN Oddział w Krakowie. Komisja Nauk Geologicznych. *Prace Geologiczne*, **134**: 7–67.

EKSPLOATACJA GAZU Z ŁUPKÓW A GOSPODARKA WODNA KRAJU

Małgorzata WOŹNICKA

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa,
malgorzata.woznicka@pgi.gov.pl

Perspektywy eksploatacji niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (gaz z łupków, gaz zamknięty i ropa z łupków), otwierające się za sprawą rozpoznania łupkowych formacji gazonośnych i rozwoju technologicznego, wymagają kompleksowego spojrzenia na zagadnienia środowiskowe związane z tym przedsięwzięciem. Ze względu na skalę zjawiska (duża liczba wierceń) oraz konieczność wykonywania zabiegów stymulacji złoża (szczelinowanie hydrauliczne) problematyka związana z szeroko pojętą gospodarką wodną procesu należy do najistotniejszych zagadnień. Analizy wymagają zarówno kwestie potrzeb wodnych przedsięwzięcia, systemu obiegu wody w procesie, zdefiniowania źródeł wody, jak również zagadnienia dotyczące ochrony wód powierzchniowych i podziemnych w rejonie prowadzonych prac. W świetle toczącej się na forum Komisji Europejskiej debaty na temat bezpiecznej eksploatacji niekonwencjonalnych złóż węglowodorów potrzeba zintegrowanych rozwiązań gospodarowania wodami jest szczególnie istotna. Zarówno efektywność prowadzonej działalności, jak i jej bezpieczeństwo w dużej części zależą bowiem od zasad racjonalnej gospodarki wodnej przedsięwzięcia, która obejmuje zarówno aspekty ilościowe, jak również jakościowe. Skutecznym narzędziem gwarantującym bezpieczną eksploatację jest podejmowanie działań zapobiegających potencjalnym zanieczyszczeniom oraz dopasowany monitoring badawczy. Tylko zintegrowany i kompleksowy system zarządzania wodą w procesie na każdym jego etapie, od prac przygotowawczych, poprzez wiercenie, szczelinowanie, eksploatację aż po zakończenie produkcji i likwidację kopalni, umożliwia bezpieczne prowadzenie działalności wydobywczej na skalę ekonomicznie opłacalną bez konsekwencji pogorszenia stanu wód. Monitoring zaś jest podstawowym narzędziem dostarczającym informacji o stanie środowiska wodnego i pozwalającym na podejmowanie szybkich działań naprawczych w przypadku wystąpienia nieprzewidzianych sytuacji awaryjnych. Do takiego postępowania zobowiązuje ustawodawstwo krajowe (ustawa Prawo wodne) oraz unijne (Ramowa Dyrektywa Wodna) określające zasady prowadzenia gospodarki wodnej kraju.

UTWORY KARBONU PRODUKTYWNEGO LUBELSZCZYZNY I ICH ZNACZENIE GOSPODARCZE

Albin ZDANOWSKI

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1,
41-200 Sosnowiec, albin.zdanowski@pgi.gov.pl

Historia odkrycia utworów karbońskich Lubelszczyzny była wielokrotnie prezentowana w różnych publikacjach (Korejwo, 1958; Makowski, 1962; Jachowicz, 1966; Kuszniuruk, 1968; Porzycki, 1988; Byk, Pavluk, 2007). Wiercenia badawcze w utworach węglonośnych w regionie lubelskim zakończono na przełomie lat 80. i 90. ubiegłego wieku. Od tego czasu prowadzono wyłącznie prace dokumentacyjne, wynikające z konieczności ponownego przeliczenia zasobów węgla, z uwzględnieniem nowych kryteriów bilansowości wprowadzanych rozporządzeniami Ministra Środowiska. W 2012 r. Kompania Węglowa SA z Katowic i PD Co z Warszawy uzyskały koncesje na prowadzenie robót geologicznych na obszarach „Pawłów”, „Kulik”, „Syczyn”, „Cyców” i „Kopina”, gdzie w około 80% roboty te zostały już wykonane. Oprócz tego wnioski o koncesje geologiczne na rozpoznanie złóż węgla „Ostrów”, „Orzechów” i „Sawin” złożyły Lubelski Węgiel „Bogdanka” SA i Global Mineral z Krakowa oraz Spółka Węglowa Lublin z Warszawy, która później zrezygnowała z ubiegania się o koncesję. Proces koncesjonowania trwa, a termin jego zakończenia jest trudny do przewidzenia.

W podłożu karbonu lubelskiego występują twory krystaliczne proterozoiku oraz twory osadowe ediakaru, starszego paleozoiku i dewonu (Zdanowski, 2007).

Profil utworów karbońskich, reprezentujący odcinek stratygraficzny od wizenu górnego do moskoku, budują trzy serie węglonośne: morsko-paraliczna, paraliczna i limniczno-fluwialna.

Seria morsko-paraliczna, należąca do wizenu górnego i serpuchowu, jest zbudowana z osadów węglanowo-klastycznych z regularnie występującymi wkładkami węgla humusowego. Grubość wkładek węgla zazwyczaj wynosi około 0,4 m. Do wyjątków należy pokład usytuowany w dolnej części profilu wizenu o grubości do 2,0 m. Jego zasięg lateralny jest ograniczony do pasa o szerokości około 5 km i długości około 50 km pomiędzy miejscowościami Parczew i Luboml (Ukraina). Na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego (LZW) pokład ten nie był dotychczas dokumentowany; w okolicach Lubomla został on szczegółowo rozpoznany, jednak wyniki badań jakościowych występującej tu kopaliny są mało obiecujące.

Wyżej, niezgodnie, leży seria osadów paralicznych baszkirolu dolnego i środkowego, w której wyraźnie dominują twory piaskowcowo-mułowcowe z wkładkami ilowców, wapieni i warstwami węgla humusowego. Grubości wkładek węglowych spełniające obecnie obowiązujące kryterium bilansowości (wartości graniczne 0,6 m do głębokości 1250 m) zanotowano jedynie w południowej części LZW, w bezpośrednim sąsiedztwie udokumentowanych i eksploatowanych złóż wołyńskich: Nowowołyńskiego, Sokalskiego, Czerwonogradzkiego, Międzyrzeckiego i Karowskiego (Ljubela). Zasoby węgla w tych złożach po stronie polskiej są bardzo słabo udokumentowane i mogą być traktowane co najwyżej jako mało znaczące zasoby prognostyczne czy perspektywiczne (Zdanowski, 2011).

Górna część profilu karbonu, powyżej pokładu 395 (305), należąca stratygraficznie do moskoku dolnego, to limno-fluwialne osady mułowcowo-ilowcowe z nieregularnymi litosomami piaskowców w przewadze drobnoziarnistych oraz z warstwami węgla humusowego. Największa grubość pokładów węgla, zanotowana w obrębie złoża „Bogdanka”, wynosi 4,0 m. W innych złożach tylko lokalnie przekracza ona 2,0 m. Są to pokłady o budowie prostej, złożone z jednej lub dwóch warstw węgla, przedzielonych przerostami skały ilastej o miąższości do 0,3–0,4 m. Jest to podstawowa seria węglonośna karbonu lubelskiego, szczegółowo udokumentowana w kategoriach C₂ i wyższych na obszarze około 500 km², w której obrębie występuje do 10, a nawet 15 pokładów bilansowych. Dotychczas udokumentowano 11 obszarów złożowych, zlokalizowanych w centralnej części zagłębia, na wschód od struktury kockiej

w synklinie Radzyń–Bogdanka–Kumów (Zdanowski, 1999). Obszary te, po niewielkim uzupełnieniu nowymi wierceniami, mogą być zagospodarowane górnictwo. Wokół obszarów udokumentowanych zdefiniowano granice obszarów perspektywicznych z zasobami węgla występującymi w dwóch–trzech pokładach, o grubościach spełniających wartości brzeżne. Ich wartość przemysłowa w stosunku do obszarów udokumentowanych jest wyraźnie niższa, a ich stan rozpoznania niewystarczający do perspektywicznego planowania zagospodarowania górnictwa.

Głębokość stropu utworów karbonu w strefie wysokiego stopnia rozpoznania geologicznego zmienia się od około 550 do 750 m.

Nadkład serii złożowych tworzą osady permomezozoiczno-kenozoiczne, głównie węglanowe, leżące z luką stratygraficzną i niezgodnością kątową na różnowiekowych osadach karbonu.

Utwory karbońskie są ujęte w szereg szerokopromiennych, asymetrycznych form synklinalnych i antyklinalnych, z których najważniejsze to: synklina Radzyń–Bogdanka–Kumów, antyklina zrębowa Kocka, synklina Stoczek–Dorohucza–Krasnystaw–Grabowiec, antyklina Dęblin–Minkowice, obniżenie Puław, antyklina Fajslawic oraz synkliny Bychawy i Izbicy. Każda z tych form ma charakter regionalny i składa się z jednostek podrzędnych.

Węgiel z LZW jest węglem energetycznym typu 31 i 32, gazowym typu 33 i gazowo-koksowym typu 34. Wyższe typy (35) stwierdzono wyłącznie w cienkich wkładkach (poniżej 0,6 m) w utworach morsko-paralicznej serii węglonośnej. Rozmieszczenie typów węgla zmienia się od okolic Łukowa i Radzyń, gdzie występuje wyłącznie węgiel energetyczny z dominacją typu 31, w kierunku południowo-wschodnim do granicy państwowej, gdzie w profilu karbonu występują wszystkie wymienione typy węgla (Zdanowski, 2009).

SESJE TERENOWE



BUDOWA GEOLOGICZNA I WALORY GEOTURYSTYCZNE POŁUDNIOWEGO PODLASIA

STANOWISKO ORTEL KRÓLEWSKI

Marcin SZYMANEK, Krzysztof BIŃKA

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa,
m.szymanek@uw.edu.pl, k.binka@uw.edu.pl

W trakcie realizacji arkusza Łomazy *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000* (Albrycht, 2002) w 1993 r., w rejonie Ortele Królewskiego (około 12 km na południowy wschód od Białej Podlaskiej) natrafiono na osady jeziorne interglacjału mazowieckiego z niezwykle liczną fauną mięczaków. Osady jeziorne odsłaniają się w niewielkim wyrobisku we wschodniej krawędzi doliny rzeki Zielawy, około 350 m na północny zachód od Ortele Królewskiego. Ciągną się wąskim pasem o szerokości 50–100 m wzdłuż krawędzi doliny na odcinku około 500 m (Albrycht i in., 1995). W części północnej osady te leżą pod przykryciem utworów fluwioglacjalnych zlodowacenia warty o miąższości do 5 m, w części centralnej i południowej odsłaniają się na powierzchni lub są przykryte kilkudziesięciocentymetrową warstwą piasków deluwialnych zlodowacenia wisty. Od zachodu zasięg osadów interglacjalnych ogranicza rynna erozyjna przebiegająca zgodnie z doliną Zielawy, wypełniona fluwioglacjalnymi piaskami i piaskami ze żwirami zlodowacenia odry i warty. Od wschodu seria interglacjalna kontaktuje się z podścielającymi ją piaskami rzeczno-peryglacjalnymi zlodowacenia sanu 2 (fig. 1), odsłaniającymi się na powierzchni w rejonie Ortele Królewskiego (Albrycht i in., 1995).

Maksymalna miąższość osadów interglacjału mazowieckiego wynosi 7 m (Albrycht i in., 1995), natomiast w wyrobisku odsłonięto blisko 4 m osadów z malakofauną, przykrytych cienką warstwą osadów deluwialnych. Muszle mięczaków stanowią na ogół ponad 70% objętości osadu i są nagromadzone w rdzawożółtych piaskach drobnoziarnistych, ilastych piaskach drobnoziarnistych oraz mułkach, miejscami piaszczystych, o barwie szarobrazowej. Jedynie w najniższej leżącej warstwie zielonoszarych piasków drobnoziarnistych udział malakofauny jest znacznie ograniczony, pojawiają się natomiast liczne małżoraczki i szczątki roślinne. Muszle ślimaków i małży, ułożone w sposób nieuporządkowany, są dość dobrze zachowane, ale obecny jest również detrytus. Szczególnie liczne są pokruszone, zwietrzałe skorupki dużych małży, których ilość wyraźnie maleje w górnej części profilu. Analiza minerałów ciężkich wskazuje na brak transportu lub okresowy, niewielki transport materiału (Albrycht i in., 1995).

Analiza palinologiczna pozwala datować badane osady na interglacjał mazowiecki. W opisywanym profilu wyróżniono 5 poziomów pyłkowych *Pinus-Betula*, *Picea-Alnus*, *Taxus*, *Picea-Larix*, *Carpinus-Abies* (Albrycht i in., 1995; Szymanek i in., 2005; Szymanek, 2011).

Do badań malakologicznych pobrano w Ortelu Królewskim 11 próbek. Standardową analizę zespołów malakofauny uzupełniono badaniami biometrycznymi muszli ślimaka *Viviparus diluvianus* (Szymanek i in., 2005; Szymanek, 2011) oraz analizą geochemiczną tego gatunku.

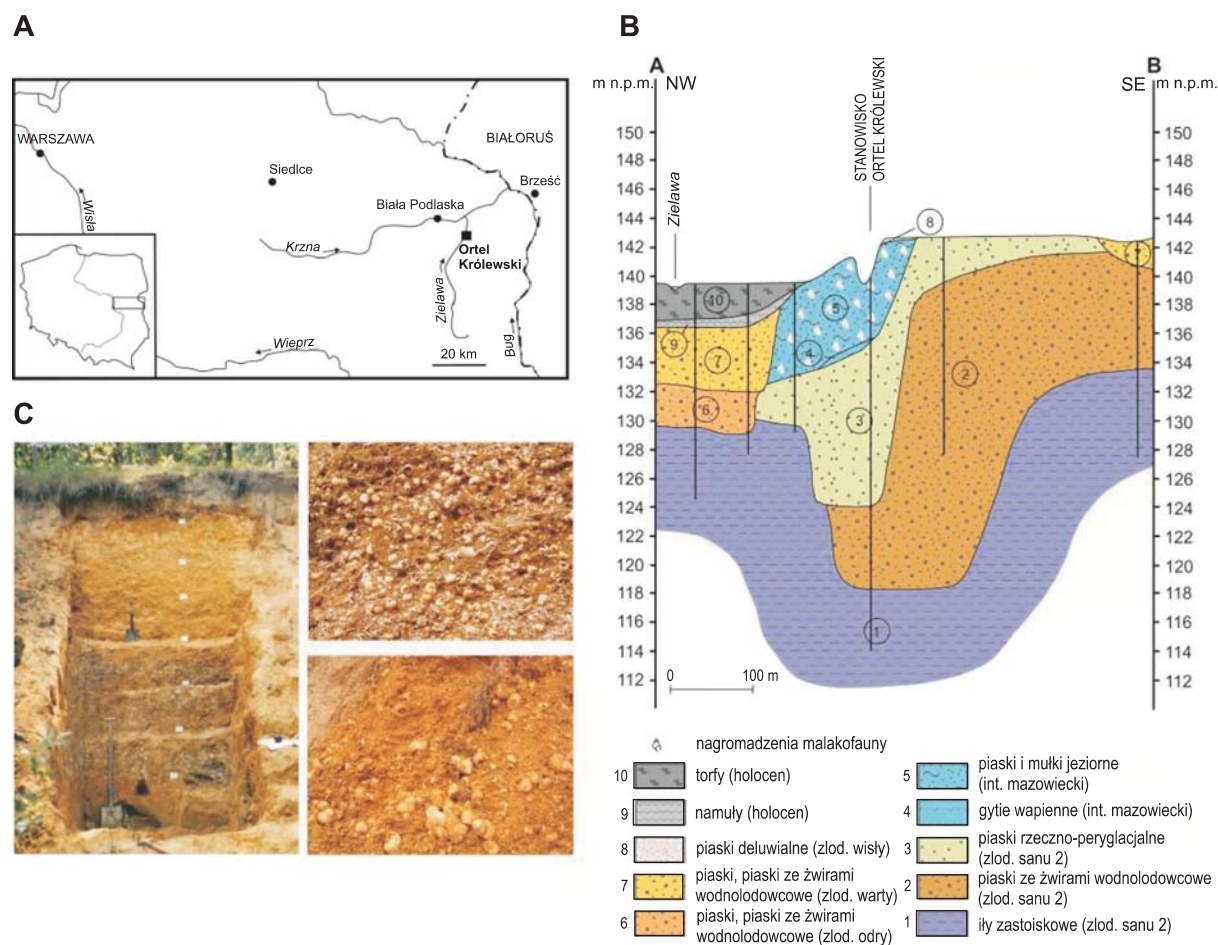


Fig. 1. Lokalizacja stanowiska Ortel Królewski (A), przekrój geologiczny według Albrychta i in. (1995, zmienione) (B), osady z malakofauną odsłonięte w badanym stanowisku (C)

W zespole mięczaków z Ortele Królewskiego wyróżniono łącznie 37 taksonów – 20 ślimaków i 17 małży, reprezentowanych przez 34 226 okazów. Liczba taksonów i osobników w poszczególnych próbkach waha się odpowiednio od 4 do 30 i od 12 do 6897 (fig. 2).

Z wyjątkiem dwóch gatunków ślimaków lądowych – *Succinea putris* (Linnaeus) i *Zonitoides nitidus* (Müller), preferujących środowiska wilgotne, spotykanych często nad brzegami wód, wszystkie rozpoznane gatunki zamieszkują zbiorniki wód słodkich. Wiele gatunków toleruje zarówno wody stojące, jak i płynące, ale obecność *Pisidium lilljeborgii* Clessin i *Acroloxus lacustris* (Linnaeus), których zasięg ogranicza się do stref przybrzeżnych jezior, wskazuje na środowisko jeziorne. Wysoki udział gatunków reofilnych może wskazywać na ruch wody (fig. 2). Należą do nich *Pisidium henslowanum* (Sheppard), *P. nitidum* Jenyns i *Sphaerium rivicola* (Lamarck) sugerujące okresowy przepływ przez jezioro lub strefę falowania w litoralu jeziora. Zbiornik był prawdopodobnie silnie zarośnięty, na co wskazują gatunki związane z roślinnością – *Segmentina nitida* (Müller), *Acroloxus lacustris*, *Gyraulus crista* (Linnaeus), *Valvata cristata* Müller. Istotny dla interpretacji jest znaczny udział wskaźników stratygraficznych – ślimaków *Viviparus diluvianus* (Kunth) i *Lithoglyphus jahni* Urbański. Oba gatunki nie występują w osadach młodszych od interglacjalnego mazowieckiego. *V. diluvianus* z Ortele Królewskiego poddano szczegółowym badaniom geochemicznym, obejmującym analizę izotopów stabilnych tlenu i węgla oraz składu chemicznego muszli, przeprowadzonych w nawiązaniu do zaobserwowanej wcześniej (Szymanek i in., 2005; Szymanek, 2011) zmienności kształtu muszli tego gatunku w badanym stanowisku.

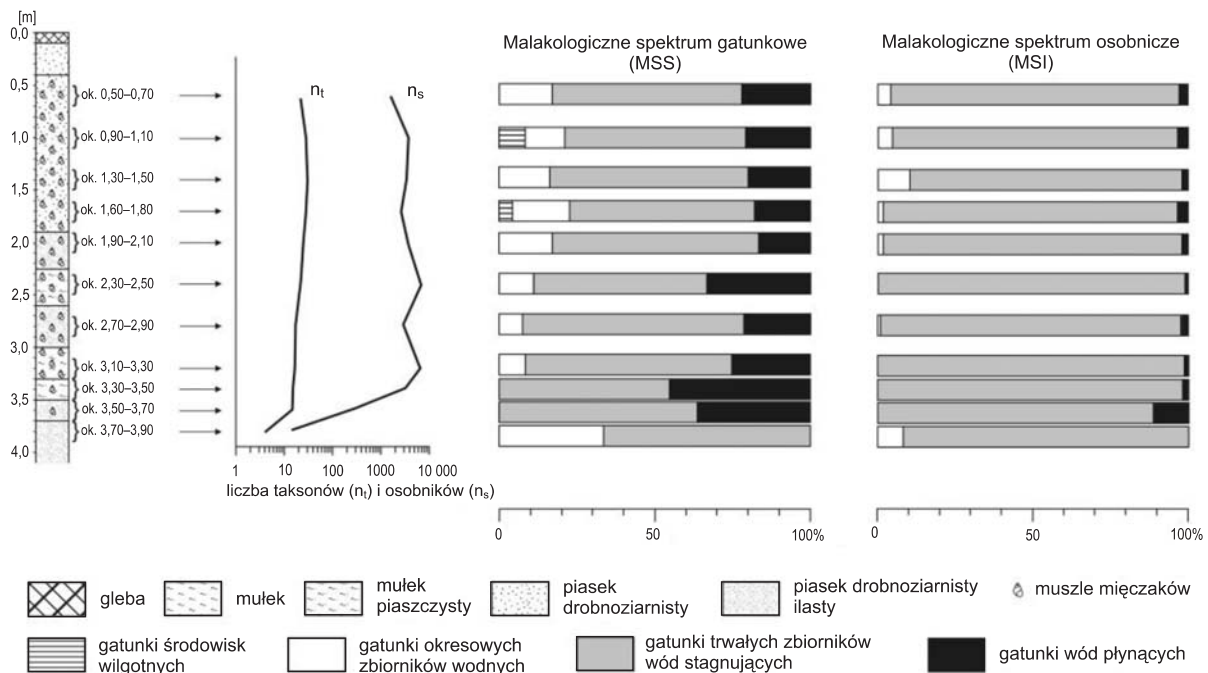


Fig. 2. Struktura zespołu mięczaków w Ortelu Królewskim

Na podstawie badań biometrycznych populacji ślimaka *Viviparus diluvianus* z Ortela Królewskiego, z uwzględnieniem zmian kształtu muszli, zrekonstruowano warunki klimatyczno-środowiskowe panujące na badanym terenie w interglacjale mazowieckim. U wybranych osobników dorosłych zmierzono 5 cech, na których podstawie wyznaczono 7 wskaźników kształtu. Ich zmiany skorelowano następnie z obrazem przemian florystycznych i klimatycznych odtworzonych podczas analizy pyłkowej. Najlepszą korelację z panującymi warunkami wykazała smukłość muszli, tj. stosunek wysokości do szerokości (H/W), reagująca wyraźnie na wpływy klimatu o cechach kontynentalnych i oceanicznych (Szymanek, 2011).

Badaniami objęto środkową i górną część profilu. W osadach reprezentujących poziomy *Pinus-Betula* (3,70–3,90 m) z dominującym klimatem borealnym oraz *Picea-Alnus* (3,30–3,70 m) z wyraźnymi wpływami kontynentalnymi *Viviparus diluvianus* nie występował, bądź znaleziono jedynie pojedyncze muszle tego gatunku. Poprawa warunków klimatycznych, w diagramie pyłkowym wyrażona szybką ekspansją cisa (*Taxus*), zaznacza się na głębokości 1,60–3,10 m. Na badanym terenie można odnotować wyraźne wpływy ciepłego, wilgotnego klimatu sprzyjającego rozwojowi *V. diluvianus*, który w miarę postępującej oceanizacji charakteryzował się większymi i bardziej smukłymi muszlami, o współczynniku smukłości osiągającym wartość 1,41 – największą w badanym profilu. Szczyt rozwoju populacji badanego gatunku pokrywa się ze zmianami zbiorowisk florystycznych, wyrażonych dużym ograniczeniem roli cisa kosztem sosny i brzozy, co zwiastuje pogorszenie warunków klimatycznych w kolejnym poziomie *Pinus-Larix* (0,90–1,50 m). Cechuje się on zwiększonymi ilościami sosny i modrzewia, wskazującymi na ponowną dominację klimatu o cechach kontynentalnych. W warunkach chłodniejszego i bardziej suchego klimatu zaznacza się spadek smukłości muszli *V. diluvianus* do wartości 1,37 notowanej już w początkowej części poziomu cisowego. W najwyższej części profilu notuje się ponowny wzrost smukłości muszli do wartości 1,41. Wzrost frekwencji *Carpinus* i *Corylus* w spektrum próbki OK 0,50–0,70 oraz pojawienie się taksonów wskaźnikowych dla wyższych temperatur i klimatu oceanicznego (*Ligustrum*, *Buxus*) mogą wskazywać na początkową część optimum interglacjalnego (poziom *Carpinus-Abies*).

Należy zaznaczyć, że przedstawione zmiany morfologii muszli zachodziły stopniowo, co może utrudniać interpretację wyników. Szczególnie mocno uwidacznia się to w dolnej części profilu, gdzie badane populacje (OK 2,30–2,50; OK 1,90–2,10) odznaczają się wyraźnie mniejszymi wartościami badanych parametrów w porównaniu do wyższej części sukcesji, mimo że spektrum pyłkowe może już wskazywać na panowanie łagodnego, ciepłego klimatu. Prawdopodobnie w początkowej części poziomu *Taxus* poprawa warunków klimatycznych znajduje najpierw odbicie w masowym pojawieniu się badanego gatunku w zespole faunistycznym, natomiast zmiany kształtu muszli *Viviparus diluvianus* mogą być reakcją na postępującą oceanizację. Nie można też wykluczyć, że zmiany morfologii muszli ślimaków odbywały się z pewnym opóźnieniem w stosunku do zmian roślinności.

Zmiany kształtu muszli stanowią element wyjściowy dla przeprowadzonych badań geochemicznych. W nawiązaniu do wahań smukłości muszli wybrano materiał poddany badaniom składu chemicznego i izotopowego muszli *Viviparus diluvianus*. Reprezentuje on muszle o smukłości odpowiadającej średniej wartości tego współczynnika zanotowanej dla kolejnych poziomów pyłkowych interglacjału mazowieckiego. Dodatkowo wytypowano trzy najczęściej spotykane i najbardziej liczne przedziały smukłości: 1,31–1,35, 1,36–1,40 oraz 1,41–1,45. Analizie poddano tylko okazy dorosłe zachowane w całości. W celu uzyskania uśrednionego zapisu izotopowego i uniknięcia wpływu niepożądanych czynników związanych z wahaniami rocznymi lub sezonowymi, strukturą wiekową populacji, czy wymieszaniem materiału w wyniku falowania, do badań użyto proszku węglanowego uzyskanego ze zmielenia od 3 do 5 muszli osobników tego samego wieku (ta sama liczba segmentów przyrostowych), o odmiennym układzie linii przyrostowych, co wskazuje, że nie występowały w zbiorniku dokładnie w tym samym czasie. Koncentracja 30 pierwiastków (m.in. Ca, Mg, Sr, Ba, Mn, Fe, Cu i Zn) została określona przy użyciu ICP-OES w Laboratorium Chemii Wód, Gleb i Skał na Wydziale Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Zawartość izotopów stabilnych tlenu i węgla w muszlach *V. diluvianus* zbadano w Laboratorium Izotopów Stabilnych Uniwersytetu w Erlangen w Niemczech.

Badaniom geochemicznym poddano 28 próbek reprezentujących 7 z 11 próbek poddanych analizie malakologicznej. Odpowiadają one przedoptimalnej części interglacjału mazowieckiego, poziomom *Picea-Alnus*, *Taxus*, *Picea-Larix* oraz prawdopodobnie okresowi optimum klimatycznego (poziom *Carpinus-Abies*).

Wartości $\delta^{18}\text{O}$ oraz $\delta^{13}\text{C}$ w Ortelu Królewskim mieszczą się odpowiednio w przedziale od $-7,71$ do $-7,20\text{‰}$ oraz od $-10,49$ do $-8,28\text{‰}$. Zakres wartości uzyskanych dla próbek wybranych na podstawie średnich wartości współczynnika smukłości oraz wytypowanych przedziałów smukłości są bardzo zbliżone, a zaobserwowane wahania krzywych izotopowych są nieznaczne. Krzywa izotopowa tlenu, w przypadku średnich wartości współczynnika smukłości, zmienia się od $-7,55\text{‰}$ w najniższej części profilu do $-7,50\text{‰}$ w próbce z głębokości 0,5–0,7 m. Wahnięcie w stronę wartości maksymalnej $-7,23\text{‰}$ zanotowane w próbce 4 (głębokość 1,6–1,8 m), przypada na schyłek poziomu cisowego (*Taxus*) z wyraźnymi wpływami klimatu oceanicznego oraz najwyższą smukłością rzędu 1,41. Wartości minimalna $-7,69\text{‰}$ jest notowana w próbce 2 (głębokość 0,9–1,1 m). Spadek $\delta^{18}\text{O}$ w próbkach 3 (1,3–1,5 m) i 2 koreluje się z pogorszeniem warunków klimatycznych w poziomie *Pinus-Larix*, stanowiącym okres wewnątrzinterglacjałnego ochłodzenia i osuszenia klimatu, oraz spadkiem smukłości muszli do wartości 1,37 (fig. 3).

Krzywa izotopowa węgla rośnie od wartości około 10‰ w najniższej części profilu do wartości 9‰ w poziomie *Pinus-Larix* (fig. 3). Najwyższa wartość $\delta^{13}\text{C}$ wiąże się prawdopodobnie ze spłyceniem zbiornika w Ortelu Królewskim wynikającym z osuszenia klimatu, rozwojem roślinności i związanym z nim silniejszymi procesami fotosyntezy. Zmiany te potwierdza skład zespołu mięczaków z istotnym udziałem *Valvata cristata*, *Acroloxus lacustris* i *Gyraulus crista* f. *cristatus* zamieszkującymi zbiorniki z obfitą wegetacją.

Zakres wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ w wytypowanych do badań przedziałach smukłości jest zbliżony i zawiera się w przedziałach: od $-7,69$ do $-7,39\text{‰}$ i od $-10,27$ do $-8,64\text{‰}$ w przedziale 1,31–1,35; od $-7,54$ do $-7,20\text{‰}$ i od $-10,31$ do $-8,79\text{‰}$ w przedziale 1,36–1,40 oraz od $-7,71$ do $-7,20\text{‰}$ i od $-10,49$ do $-8,28\text{‰}$ w przedziale 1,41–1,45. Krzywe izotopu tlenu niemal pokrywają się ze sobą, co sugeruje raczej stabilne

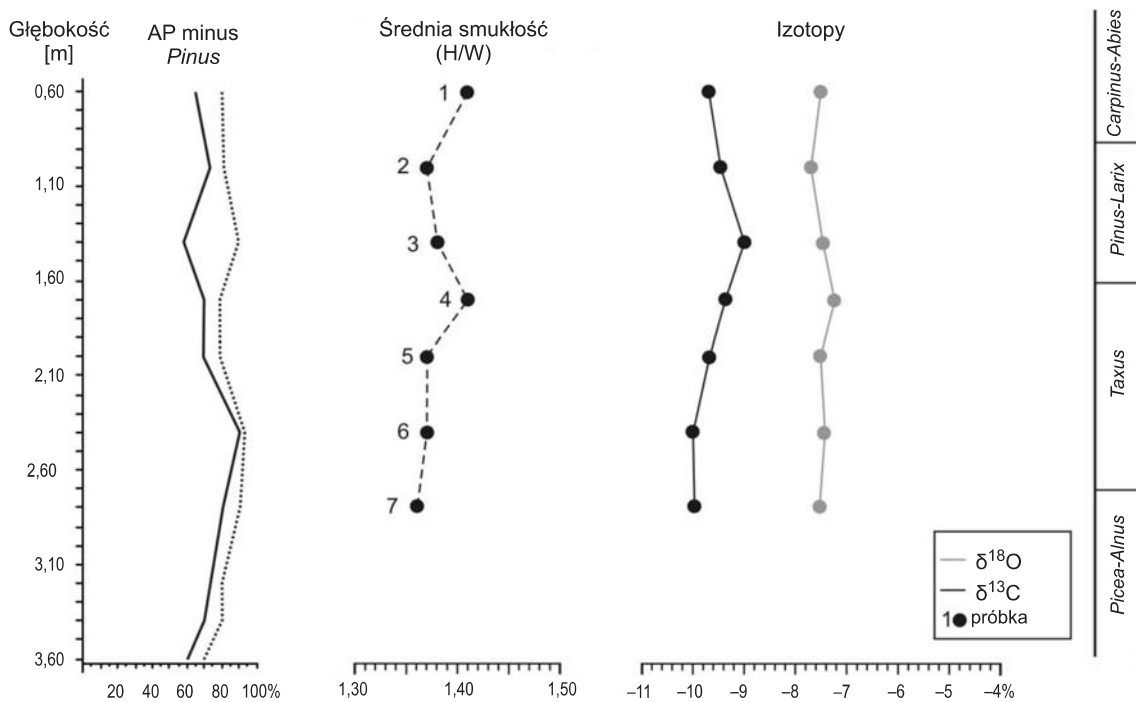


Fig. 3. Zapis izotopowy muszli *Viviparus diluvianus* w Ortelu Królewskim na tle wahań smukłości muszli

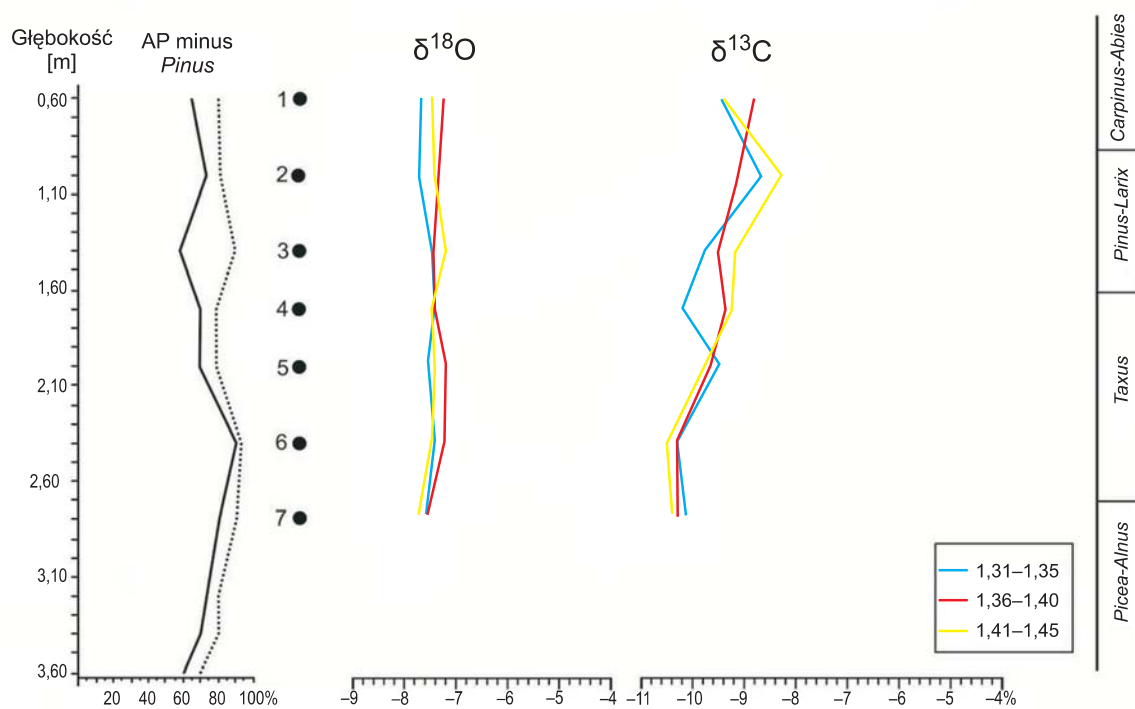


Fig. 4. Zapis izotopowy muszli *Viviparus diluvianus* w Ortelu Królewskim w wybranych przedziałach smukłości

warunki klimatyczno-środowiskowe. Bardziej urozmaicony przebieg mają krzywe izotopu węgla, z wychyleniem ku wyższym wartościom w próbkach 2 (przedziały 1,31–1,35 i 1,41–1,45), co może potwierdzać spłylenie zbiornika (fig. 4). Uzyskane wyniki wymagają jednak dokładnej analizy statystycznej w celu wychwycenia istotnych różnic w zapisie izotopowym muszli *Viviparus diluvianus*.

Próbki poddane analizie składu pierwiastkowego muszli są obecnie opracowywane, natomiast zmiany wskaźników redox wyrażonych stosunkami Cu/Zn i Fe/Mn również sugerują spłylenie zbiornika w poziomie *Pinus-Larix*, osiągając relatywnie wysokie wartości w stosunku do pozostałych próbek.

Zespół malakofauny z Ortele Królewskiego rozwijał się w jeziorze z możliwym okresowym przepływem, otoczonym prawdopodobnie przez moczary i okresowo podtapiane łąki, funkcjonującym na badanym terenie w interglacjale mazowieckim. Fauna mięczaków zasiedlała płytką zatokę z bogatą wegetacją, na co wskazuje duży udział ślimaków preferujących zarośnięte siedliska w zbiornikach zamkniętych, natomiast obecność reofilnych gatunków małży może świadczyć o przepływie lub wzmożonym falowaniu.

Na podstawie badań biometrycznych i geochemii muszli *Viviparus diluvianus* podjęto próbę odtworzenia warunków klimatyczno-środowiskowych w badanym zbiorniku w okresie udokumentowanym nagromadzeniem malakofauny. O ile zmiany składu izotopowego muszli *V. diluvianus* dla średniej smukłości muszli dość dobrze korelują się z wahaniami kształtu i warunkami zarejestrowanymi przez zespoły mięczaków, o tyle w przypadku przedziałów smukłości nie zauważono wyraźnych odchyłeń krzywych izotopowych jednoznacznie sugerujących odmienne warunki zapisane w muszlach o zróżnicowanym kształcie. Ponieważ fluktuacje krzywych izotopowych są z reguły nieznaczne i rzadko przekraczają 1%, wymagają dokładnych badań statystycznych, które mogą uszczegółowić interpretację uzyskanych wyników.

Projekt sfinansowano ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer DEC2011/03/B/ST10/06329.

LITERATURA

- ALBRYCHT A., 2002 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Łomazy (605). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- ALBRYCHT A., SKOMPSKI S., PIDEK I.A., 1995 — Znaczenie fauny mięczaków ze stanowisk Ortel Królewski i Rossosz dla stratygrafii czwartorzędu na Podlasiu. *Przegląd Geologiczny*, **43**: 321–330.
- SZYMANEK M., 2011 — Climate oscillations of the Holsteinian (Mazovian) Interglacial recorded in shell morphology of *Viviparus diluvianus* (Kunth, 1865) from eastern Poland. *Quaternary International*, **241**: 143–159.
- SZYMANEK M., NITYCHORUK J., TRAMMER J., BIŃKA K., 2005 — Influence of climate on the variability of snails of the genus *Viviparus* in deposits of the Holsteinian (Mazovian) Interglacial from Ortel Królewski, eastern Poland. *Boreas*, **34**: 335–344.

STANOWISKO OSSÓWKA

Jerzy NITYCHORUK¹, Krzysztof BIŃKA²

¹ Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II w Białej Podlaskiej, Zakład Geologii, ul. Sidorska 95/97, 21-500 Biała Podlaska, jerzy.nitychoruk@pswbp.pl

² Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, k.binka@uw.edu.pl

Stanowisko interglacjału mazowieckiego Ossówka jest położone 10 km na północ od Białej Podlaskiej i na wschód od wsi od której wzięło nazwę. Przecina je droga Biała Podlaska–Konstantynów (fig. 1). Rozległe obniżenie, które tu występuje, ma przebieg SW–NE. Jego długość dochodzi do kilku km, a szerokość sięga 1 km. W stanowisku Ossówka stwierdzono rekordowej miąższości (55 m) kopalne osady jeziorne. Składają się na nie gytia wapienna i kreda jeziorna, które na głębokości od 54,5 do 23,0 m mają laminację roczną (Nitychoruk, 2000).

Badania palinologiczne dla 55 m długości rdzenia OS 1/96 wykazały, że sedimentacja laminowanych osadów nastąpiła podczas trwania interglacjału mazowieckiego i po interglacjale, w trakcie wstępnej fazy zlodowaceń środkowopolskich (fig. 2), a szacunkowe obliczenia liczby lamin rocznych pozwalają określić długość trwania interglacjału na około 35–40 tys. lat, czyli o kilka tysięcy lat dłużej, niż to przyjmuje Krupiński (1995), a podobnie jak to wynika z datowań metodą Th/U nacieków jaskiniowych przypisywanych temu interglacjałowi. Pointerglacjałna część rdzenia reprezentuje okres panowania lasów borealnych, sosnowo-brzozowych oraz pięciu okresów chłodnych charakteryzujących się klimatem subarktycznym, a także okres klimatu zimnego poprzedzającego wkroczenie na ten teren kolejnego lądolodu (Nitychoruk i in., 2005). Obraz pyłkowy zawarty w tym rdzeniu jest najpełniejszy, jaki dotychczas uzyskano dla interglacjału mazowieckiego (holsztyńskiego) w tej części Europy. Fakt powyższy przyczynił się do wykonania oznaczeń izotopów stałych węgla i tlenu dla najbardziej kompletnego profilu Ossówka 1/96. Obraz izotopowy (Nitychoruk, 2000; Nitychoruk i in., 2005, 2006) przebiegu zmian klimatu pokrywa się z badaniami florystycznymi (Krupiński, 1995; Nitychoruk i in., 2005) i przedstawia wzrost temperatury wraz z narastającym ociepleniem interglacjałowym, następnie niewielkie wahania warunków termicznych w optimum klimatycznym interglacjału i stopniowy spadek temperatur w okresie schyłku interglacjału (fig. 3). Jak wynika z badań palinologicznych i zmian zarejestrowanych na krzywej izotopowej, w profilu Ossówka zachowały się osady odpowiadające schyłkowi interglacjału i fazie wstępnej zlodowacenia odry, kiedy nastąpiło stopniowe ochłodzenie i zapanowały warunki klimatu borealnego. W stropowej partii osadów krzywa izotopowa przyjmuje na przemian skrajne wartości, co świadczy o następujących po sobie wypłyceciach i pogłębieniach zbiornika (Nitychoruk, 2000; Nitychoruk i in., 2005). Stanowisko Ossówka reprezentuje niezwykle pełną sekwencję osadów interglacjałowych i pointerglacjałowych, co umożliwi podjęcie próby porównania krzywych izotopowych oceanicznych i kontynentalnych (Nitychoruk i in., 2005, 2006). Z tego porównania wynika, że interglacjał mazowiecki odpowiada 11. izotopowemu stadium, które miało miejsce 420–380 ka BP.

Badania makrofauny w stanowisku Ossówka obejmowały jedynie brzeżne partie kopalnych zbiorników (Nitychoruk, 2000; Szymanek i in., 2005). Niższe partie badanych osadów zawierają zespół fauny z *Viviparus diluvianus* i *Lithoglyphus jahni*, natomiast w partii stropowej występuje *Bithynia tentaculata*, który ma mniejsze wymagania klimatyczne. Podobne zespoły fauny są znane z innych stanowisk interglacjału mazowieckiego rejonu wschodniej Polski (Nitychoruk, 2000). Stały się one pomocne przy określeniu wieku znajdujących kopalnych osadów jeziornych, gdyż ślimaki *Viviparus diluvianus* i *Lithoglyphus jahni* wymierały lub wycofały się z obszaru Polski pod koniec interglacjału mazowieckiego.

Cechą charakterystyczną większości stanowisk z interglacjału mazowieckiego w okolicach Białej Podlaskiej jest brak ich przykrycia osadami morenowymi (Nitychoruk, 1994, 2000; Albrycht i in., 1997; Nitychoruk i in., 2005), mimo że takie stanowiska, jak Lipnica czy Mokraný Nowe (Nitychoruk, 1994),

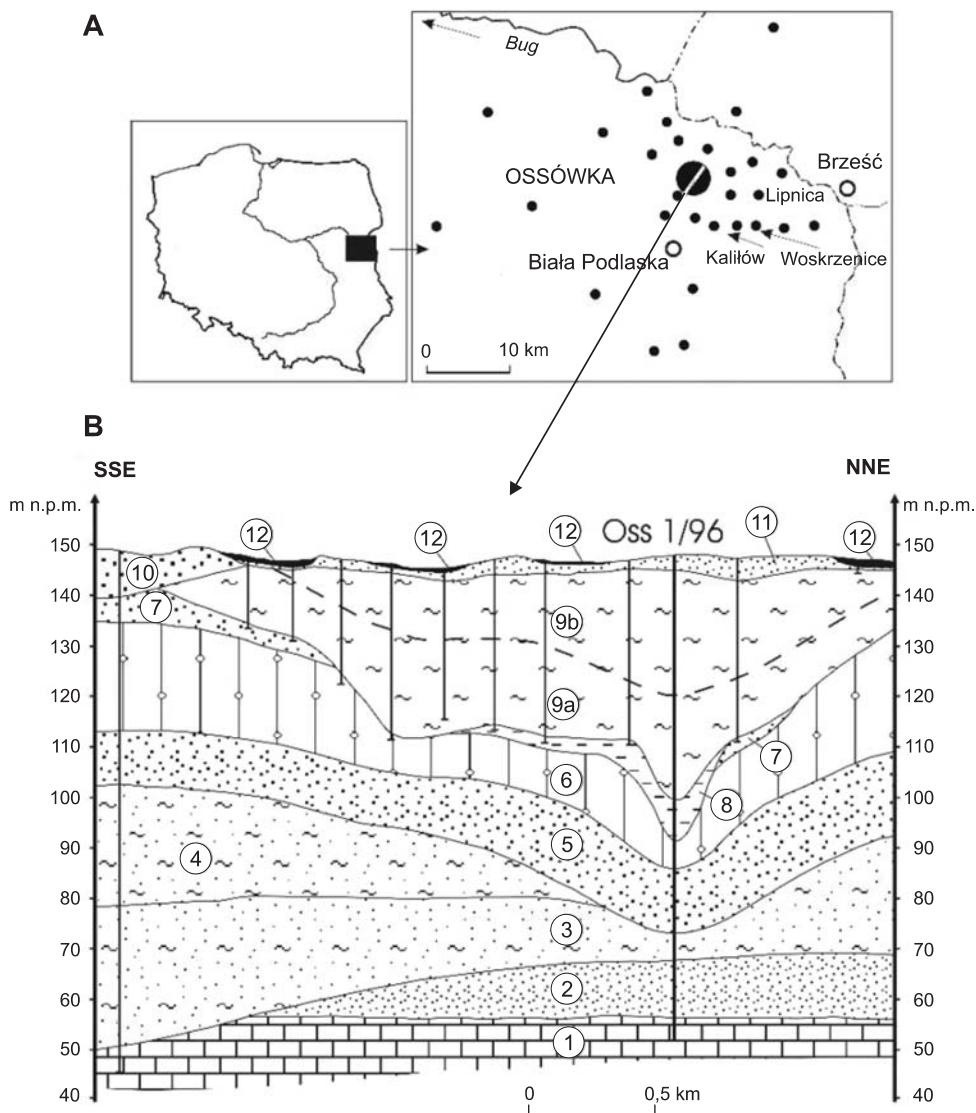


Fig. 1. A. Lokalizacja wybranych stanowisk interglacjału mazowieckiego we wschodniej Polsce. B. Przekrój geologiczny przez stanowisko Ossówka z zaznaczonym profilem otworu wiertniczego Oss 1/96 (wg Nitychoruka i in., 2005)

Kreda: 1 – kreda piszcząca; **paleogen:** 2 – piasek glaukonitowy; **czwartorzęd:** kompleks kromerski: 3 – piasek z mułkiem i fragmentami malakofauny, 4 – piasek z mułkiem i łem; **złodowacenie sanu 2:** 5 – piasek drobnziarnisty, 6 – glina zwałowa, 7 – piasek; **złodowacenie sanu 2/ interglacjał mazowiecki:** 8 – mułki ilaste i wapiaste; **interglacjał mazowiecki:** 9a – gytia węglanowa i kreda jeziorna; **złodowacenia środkowopolskie:** 9b – gytia węglanowa, kreda jeziorna i mułek węglanowy, 10 – piasek różnoziarnisty; **złodowacenie wisły i holocen:** 11 – piaski i mułki, 12 – torf i namuły torfiaste

są położone w zagłębieniach bezodpływowych w obrębie wysoczyzny polodowcowej, co stwarza możliwość zachowania przynajmniej rezyduów osadów glacialnych.

Zaważyło to na interpretacji stratygrafii plejstocenu południowego Podlasia. Uznano, że dwukrotne przykrycie tego obszaru przez lądolody złodowaceń środkowopolskich nie znajduje potwierdzenia w sytuacji geologicznej stanowisk interglacjału mazowieckiego. W związku z tym przyjęto wiek najwyższej występującej gliny zwałowej na złodowacenie odry, mając też na uwadze fakt występowania tu osadów związanych ze strefą maksymalnego zasięgu złodowacenia warty dalej – kilkanaście czy kilkadziesiąt

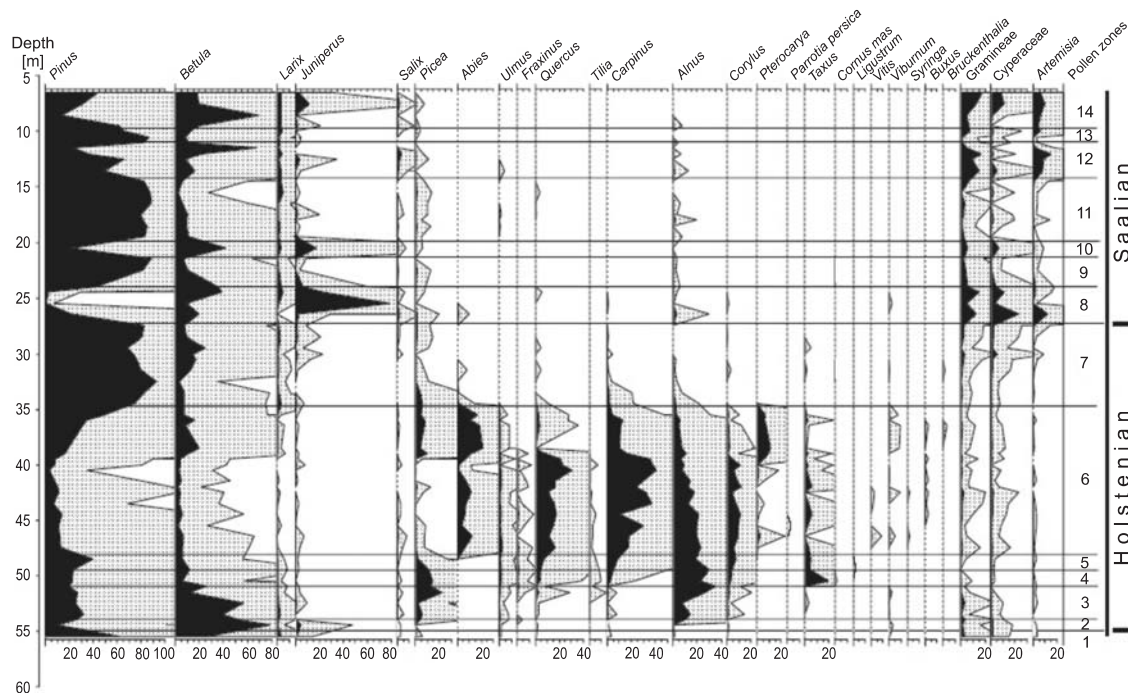


Fig. 2. Diagram palinologiczny dla kopalnych osadów jeziornych z interglacjału mazowieckiego i wczesnej fazy zlodowacenia środkowopolskiego w stanowisku Ossówka (wg Nitychoruka i in., 2005)

kilometrów na północ od Ossówki. Brak osadów interglacjalnych rozdzielających osady zlodowaceń odry i warty we wschodniej Polsce oraz datowania TL powierzchniowych glin zwałowych na obszarze południowego Podlasia na okres odpowiadający zlodowaceniowi warty (Nitychoruk, 1994) stawiają pod znakiem zapytania przynależność glin zwałowych odry i warty do odrębnych zlodowaceń (por. Albrycht i in., 1997).

Licznie występujące stanowiska kopalnych osadów jeziornych z interglacjału mazowieckiego pozwalają odtworzyć na terenie południowego Podlasia kopalne pojezierze z tego czasu (Nitychoruk, 1994; Albrycht i in., 1997). Najprawdopodobniej omawiane pojezierze kontynuuje się na południe, co jest notowane w postaci pojedynczych stanowisk i na północ, pod przykryciem osadami glacialnymi zlodowaceń środkowopolskich. Na opracowywanym obszarze występują liczne stanowiska kopalnych osadów jeziornych z interglacjału mazowieckiego, dla których istnieją opracowania sytuacji geologicznej, datowania paleobotaniczne i termoluminescencyjne. Do tych stanowisk należą: Biała Podlaska, Komarno, Ossówka, Hrud, Wilczyn, Kaliów, Woskrzenice Małe i Grabanów (Nitychoruk, 1994, 2000; Albrycht i in., 1997; Nitychoruk i in., 2005).

Wymienione stanowiska można podzielić pod względem genezy i rodzaju sedymentowanych osadów na dwie grupy. Do pierwszej grupy należą stanowiska Wilczyn, Grabanów, Kaliów i Woskrzenice Małe, położone w ciągu równoleżnikowym i stanowiące jeden kopalny rynnowy zbiornik jeziorny. Kontynuuje się on na wschód poprzez stanowiska stwierdzone na obszarze arkusza Rokitno–Woskrzenice Duże, Zalesie, Lachówka Mała (Nitychoruk, 2000). Miąższość osadów węglanowych, głównie gytii węglanowej, kredy jeziornej i mułków węglanowych, wypełniających ten zbiornik (lub kilka pojedynczych zbiorników?), na omawianym obszarze wynosi do 35 m. W otworze wiertniczym Grabanów seria interglacjalna ma 35 m miąższości i występuje między 105 a 140 m n.p.m. Inny przebieg, bo NE–SW, ma ciąg jeziorny stwierdzony w stanowiskach Ossówka i Hrud. W otworze Ossówka 1/96, 1/10 i 2/10 udokumentowano serię węglanowych osadów jeziornych o 55 m miąższości, występującą między 92 a 147 m n.p.m.

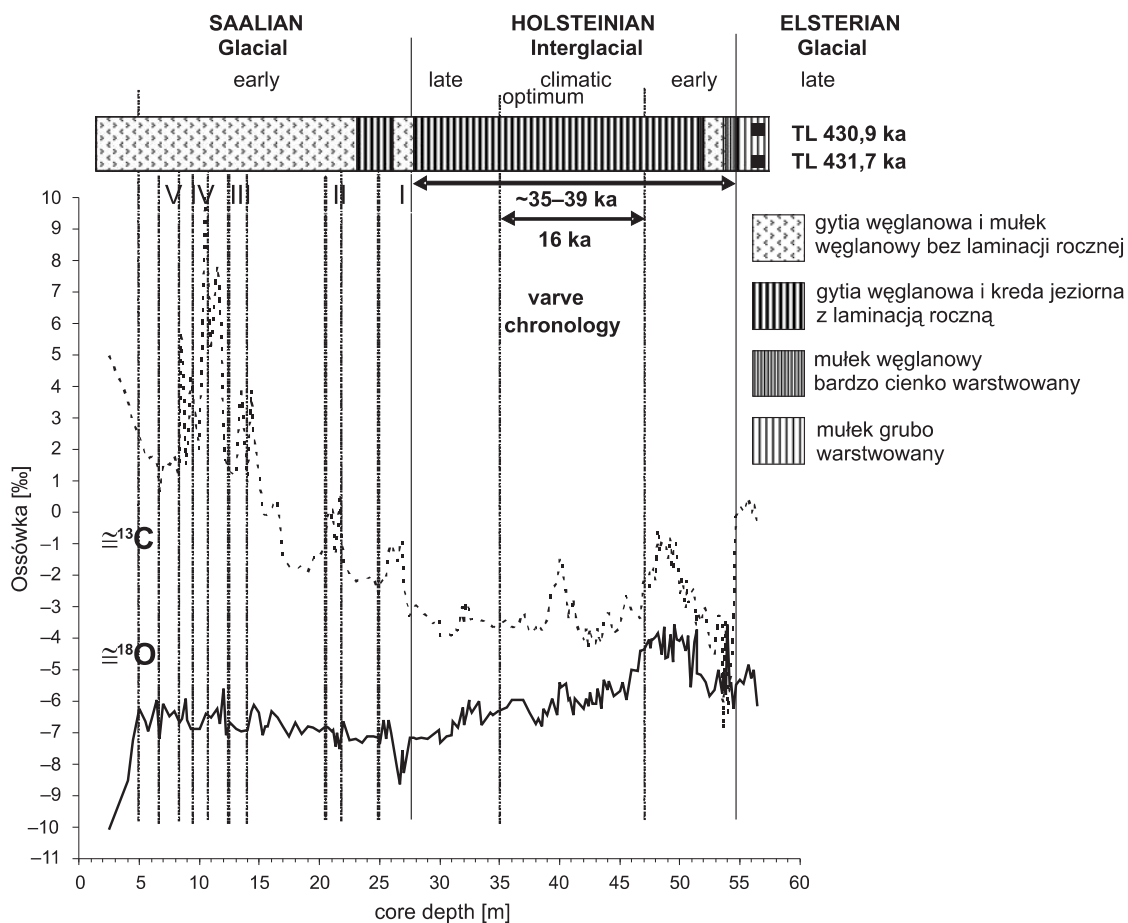


Fig. 3. Krzywe izotopowe tlenu i węgla dla profilu 1/96 w stanowisku Ossówka na tle uproszczonego profilu litologicznego osadów (wg Nitychoruka i in., 2005)

I–V – ochłodzenia pointerglacialne

Drugą grupę genetyczną tworzą kopalne zbiorniki jeziorne w stanowiskach Biała Podlaska i Komarno. Są to zbiorniki o genezie wytopiskowej, o małych rozmiarach (o średnicy do kilkuset metrów), występujące w obrębie wysoczyzny polodowcowej. Osady wypełniające te zbiorniki są bardzo urozmaicone, składają się na nie torfy, torfy złupkowacone, łupki bitumiczne, mułki, mułki węglanowe i mułki ilaste. Miąższość zachowanych osadów interglacialnych wynosi 5–10 m.

Badaniami palinologicznymi objęto wszystkie wymienione stanowiska interglacialne. Z badań tych wynika, że stanowiska, w których występują osady węglanowe położone w zbiorniku rynnowym, mają bardziej kompletny profil osadów, reprezentujących prawie cały interglacial.

LITERATURA

- ALBRYCHT A., BIŃKA K., BRZEZINA R., DYJOR K., NITYCHORUK J., PAVLOVSKAYA I., 1997 — Uwagi o nowych stanowiskach osadów interglacialnych na tle stratygrafii młodszego czwartorzędu południowego Podlasia. *Przegląd Geologiczny*, **45**, 6: 629–633.
- KRUPIŃSKI K.M., 1995 — Stratygrafia pyłkowa i sukcesja roślinności interglacialu mazowieckiego. *Acta Geographica Lodziensia*, **70**: 1–200.

-
- NITYCHORUK J., 1994 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia południowego Podlasia. *Rocznik Międzyrzecki*, **26**: 23–107.
- NITYCHORUK J., 2000 — Climate reconstruction from stable-isotope composition of the Mazovian Interglacial (Holsteinian) lake sediments in eastern Poland. *Acta Geologica Polonica*, **50**: 247–294.
- NITYCHORUK J., BIŃKA K., HOEFS J., RUPPERT H., SCHNEIDER J., 2005 — Climate reconstruction for the Holsteinian Interglacial in Eastern Poland and its comparison with isotopic data from Marine Isotope Stage 11. *Quaternary Science Reviews*, **24**: 631–644.
- NITYCHORUK J., BIŃKA K., RUPPERT H., SCHNEIDER J., 2006 — Holsteinian Interglacial = Marine Isotope Stage 11? *Quaternary Science Reviews*, **25**: 2678–2681.
- SZYMANEK M., NITYCHORUK J., TRAMMER J., BIŃKA K., 2005 — Influence of climate on the variability of snails of the genus *Viviparus* in deposits of the Holsteinian (Mazovian) Interglacial from Ortel Królewski, eastern Poland. *Boreas*, **34**: 335–344.

STANOWISKO NEPLE – MONITORING ROZWOJU WĄWOZU W REZERWACIE „SZWAJCARIA PODLASKA”

Jan RODZIK, Sławomir TERPIŁOWSKI, Anna GODLEWSKA, Przemysław MROCZEK

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Al. Kraśnicka 2cd,
20-718 Lublin, jan.rodzik@poczta.umcs.lublin.pl, terpis@poczta.umcs.lublin.pl,
anna.godlewska@poczta.umcs.lublin.pl, przemyslaw.mroczek@umcs.pl

Rezerwat „Szwajcaria Podlaska” (RSP) znajduje się na pograniczu z Białorusią (fig. 1A). Zajmuje on powierzchnię 24 ha w obrębie południowego odcinka Podlaskiego Przełomu Bugu, stanowiącego pas wzniesień moren czołowych (Dobrowolski i in., 2004). Rezerwat obejmuje lewobrzeżną część doliny meandrującego Bugu o długości 1 km (fig. 1B). Dno doliny tworzy nieciągła terasa holoceniowa z licznymi starorzeczami oraz wałami odsypów meandrowych. Lewe zbocze doliny budują dobrze wysortowane piaski średnio- i gruboziarniste z domieszką żwirów, o warstwowaniu poziomym lub przekątnym. Zbocze to jest zróżnicowane morfologicznie. W odcinku podciętym przez współczesne lub dawne zakola Bugu ma ono postać stromej (30–40°) krawędzi o wysokości do 20 m. Na pozostałym odcinku zbocze jest długie (do 300 m) i łagodnie nachylone (3–5°), rozcięte zgodnie ze spadkiem, przez równoległe do siebie krótkie wąwozy. Ich powstanie prawdopodobnie było związane z eksploatacją dróg dojazdowych do przeprawy na Bugu, funkcjonującej naprzeciw dużego miasta Brześcia (Białoruś). Wąwozy te zostały utrwalone przez las grądowy. Sumaryczna ich długość w rezerwacie wynosi 1,15 km, co w przeliczeniu na jego powierzchnię daje gęstość blisko 5 km/km², zaś na powierzchnię faktycznie rozcinanego zbocza – nawet 10 km/km².

Będący obiektem szczegółowych badań, rozwijający się współcześnie wąwóz wyznacza północną granicę RSP z obszarem użytkowanym rolniczo (fig. 1B). Główna forma ma długość ok. 100 m. Jej dolny, krótszy odcinek, uchodzący bezpośrednio do Bugu prostopadle do krawędzi doliny rozcina na głębokość 10 m płytką dolinkę nieckowatą. Dłuższy odcinek górny przebiega równoległe do krawędzi doliny Bugu w odległości od niej zaledwie o 10–15 m. Na odcinku tym rozwinęły się 5–20-metrowej długości boczne, lewostronne odgańlenia o przebiegu skośnym lub równoległym do głównej formy. Ich czoła „atakują” drogę gruntową, oddzielającą wąwóz od pól uprawnych o skośnostokowym kierunku uprawy.

Monitoring rozwoju wąwozu jest systematycznie prowadzony od maja 2001 roku. W przypadku stwierdzonych zmian zasięgu wąwozu i przebiegu sąsiadującej z nim drogi gruntowej prowadzono pomiary, dodatkowo trzykrotnie (V 2004, VII 2009 i XII 2013) wykonano szczegółowe pomiary tachymetryczne. Na ich podstawie opracowano modele wąwozu w różnych fazach jego rozwoju. Wykorzystano je do porównania zasięgów oraz poprzecznego przekroju wąwozu, a także obliczono podstawowe parametry morfometryczne wąwozu, co pozwoliło na ocenę tempa jego rozwoju w poszczególnych fazach.

Z analiz dostępnych materiałów kartograficznych wynika, że w 1995 r. wąwozu jeszcze nie było. Wyniki badań obrazują postępujący rozwój wąwozu (fig. 1C). Do maja 2002 r. istniał tylko krótki wąwozik (ok. 25 m), rozcinający prostopadle krawędź doliny Bugu w miejscu jej meandrowego podcięcia. Główna forma, równoległa do krawędzi doliny Bugu, powstała podczas ulewy 28 maja 2002 r. Wąwóz rozciął drogę gruntową, przebiegającą na granicy rezerwatu i oddzielającą go od pól uprawnych. Powstała wówczas forma erozyjna liczyła 75 m długości i miała szerokość 10–20 m, przy głębokości do 5–10 m. Wiosną 2004 r. forma ta uległa wydłużeniu o ok. 20 m, w wyniku rozcięcia czoła przez formę o szerokości 3–4 m i głębokości 1–3 m (Rodzik, Terpiłowski, 2005; Rodzik i in., 2011).

Latem 2004 r. górny odcinek wąwozu został wydłużony o kilka metrów przez płytkie (do 1 m) rozcięcie czoła. Kilka podobnych form rozcięło wówczas także jego krawędź i równoległy do niej nowy odcinek drogi. Utworzyły się one w przedłużeniu miedz i bruzd, koncentrujących spływ z pól. Wynikła z tego konieczność dalszego przesunięcia drogi (fig. 1D). Piaszczyste zbocza głównego wąwozu osiągnęły spadek odpowiadający kątowi naturalnej równowagi 30–33° i na przeważającej powierzchni zostały

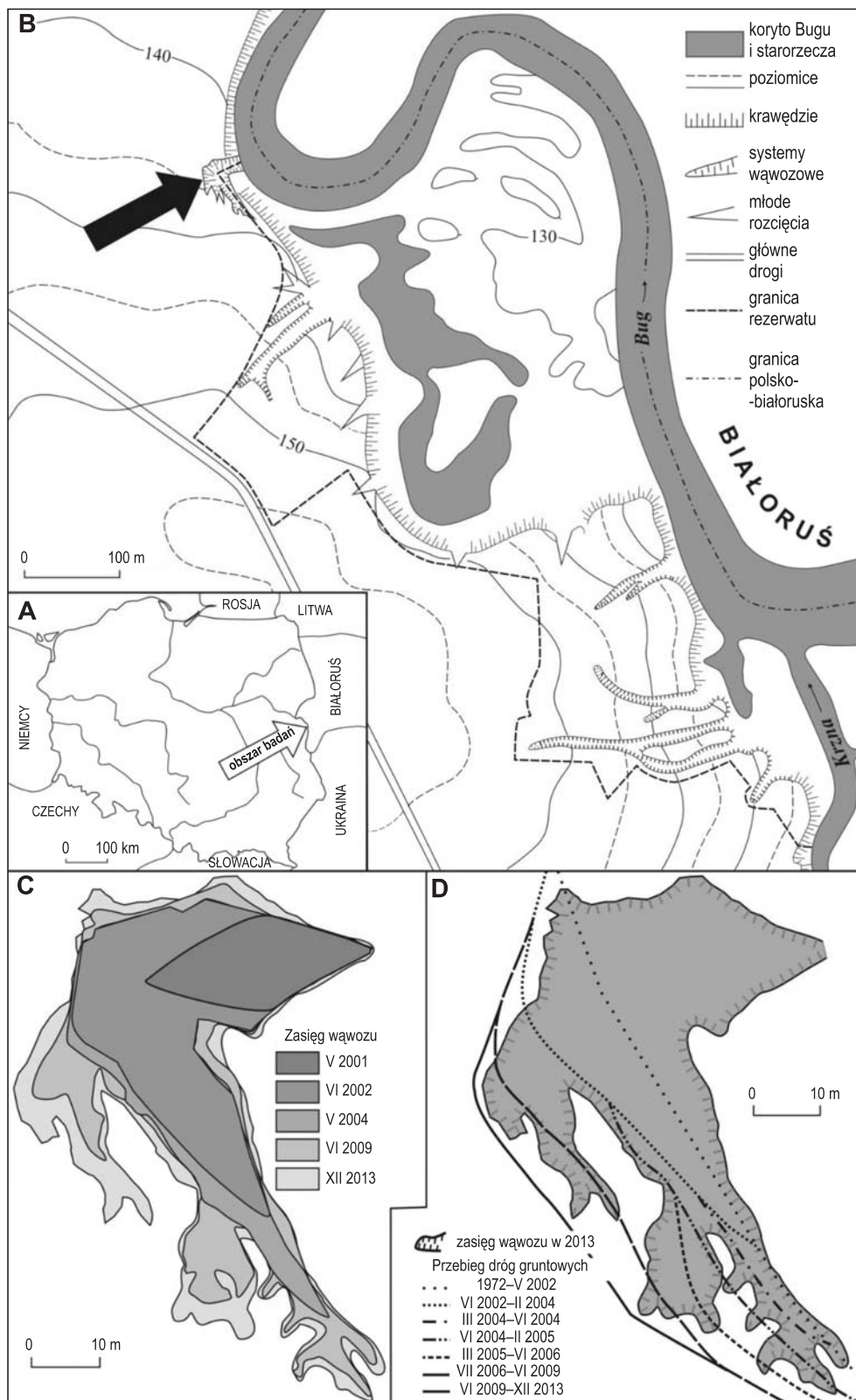


Fig. 1. Podstawowa charakterystyka wązowu w Neplach – jego lokalizacja na tle mapy Polski (A) i pogranicza polsko-białoruskiego w rejonie Szwajcarii Podlaskiej (B), zasięg systemu wązowowego w analizowanych latach (C) oraz zmiany położenia drogi gruntowej (D)

opanowane przez roślinność – trawy i byliny. Nie zahamowało to całkowicie procesów stokowych – obserwowano miejscami powolne pełznięcie płatów darni – jednak zostało ograniczone spłukiwanie i osypywanie. Względna stabilność wąwozu obserwowano do lutego 2008 r., gdyż w latach 2005–2007 nie notowano często większych spływów. Górny odcinek wąwozu został opanowany przez samosiew brzozy.

W czerwcu 2009 r. wystąpiły liczne ulewne deszcze, które zintensyfikowały spływ powierzchniowy i procesy erozyjne. Niektóre boczne rozcięcia (w środkowej części wąwozu) zostały wydłużone i pogłębione, a także uzyskały rozgałęzienia. Te nowe formy, w większości równoległe do głównego wąwozu, rozwinęły się wzdłuż kolein drogi, funkcjonującej od kilku lat, co wymusiło kolejne jej przesunięcie. W stosunku do przebiegu z 2001 r., droga została przesunięta na znacznym odcinku w sumie o 20–25 m (fig. 1D).

W ciągu ostatnich kilku lat wąwóz rozwija się systematycznie, przy czym podczas roztopów tylko w minimalnym stopniu ze względu na zamrożone podłoże. Dolny odcinek wąwozu został znacznie poszerzony wskutek spełzania i osypywania. Utrwalony odcinek górny zmienił się w niewielkim stopniu, jednak drobne formy zostały nieco poszerzone i spłycone. Szybko rozwijają się natomiast boczne odgałęzienia w odcinku środkowym – są one ciągle wydłużane i poszerzane. Procesy stokowe powodują także poszerzanie odcinka dolnego. Obecnie długość wszystkich rozcięć osiągnęła 430 m, zaś kubatura wąwozu – 4650 m³.

Zgodnie z przedstawionymi zmianami stanu wąwozu, w jego rozwoju można wyróżnić kilka faz, zróżnicowanych pod względem dynamiki i mechanizmu: 1) faza inicjalna (1996–kwiecień 2002); 2) faza zasadnicza (maj 2002–maj 2004); 3) faza inicjacji (czerwiec 2004–marzec 2005); 4) faza stabilizacji (kwiecień 2005–luty 2008); 5) faza rozwoju bocznego (marzec 2008–czerwiec 2013) oraz 6) faza stabilizacji (od lipca 2013).

LITERATURA

- DOBROWOLSKI R., TERPIŁOWSKI S., SZWAJGIER W., 2004 — Czwartorzędowa morfogeneza nadbużańskiego Polesia i Podlasia. *W*: Stan i zmiany środowiska geograficznego wybranych regionów wschodniej Polski (red. R. Dobrowolski, S. Terpiłowski): 233–241. Wyd. Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin.
- RODZIK J., TERPIŁOWSKI S., 2005 — Human influence on gully erosion in a sandy side of the Bug River valley (E Poland). *W*: Human impact on sensitive geosystems (red. W. Zgłobicki, J. Rejman): 95–104. Maria Curie-Skłodowska University Press, Lublin.
- RODZIK J., TERPIŁOWSKI S., GODLEWSKA A., 2011 — Influence of field and road pattern changes on gully development in the Bug river valley side (E Poland). *Landform Analysis*, **17**: 145–149.

STANOWISKO KRZYCZEW

Katarzyna ŚWIERCZEWSKA-PIETRAS, Łukasz ZBUCKI

Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II w Białej Podlaskiej, Zakład Gospodarki Przestrzennej,
ul. Sidorska 95/97, 21-500 Biała Podlaska, k.swierczewska-pietras@dydaktyka.pswbp.pl,
l.zbucki@dydaktyka.pswbp.pl

Wieś Krzyczew jest zlokalizowana na obszarze Parku Krajobrazowego Podlaski Przełom Bugu. Położona jest na malowniczej skarpie w pobliżu lewego brzegu Bugu. Na terenie wsi znajdują się ślady osadnictwa wczesnośredniowiecznego – odkryto tu dwa kurhany, cmentarzysko kultury łużyckiej i osadę wczesnośredniowieczną z X–XII w. Wieś została założona przed 1450 r. (Jadczak, 2007).

Na wschodnim krańcu wsi, tuż nad Bugiem, stoi dawna cerkiew unicka (fig. 1), wzniesiona z drewna w 1683 r. Od 1875 r. – prawosławna, w 1919 r. rekonyliowana na kościół rzymskokatolicki pw. św. Jerzego – filia parafii w Neplach. Na cmentarzu przykościelnym znajduje się nagrobek Marianny z Kobylńskich 1° voto Dramińskiej, 2° voto Bogusławskiej (zm. 1832 r.), murowany z cegły, otynkowany, w formie zwieńczonej trójkątnie kapliczki, z marmurową prostokątną tablicą inskrypcyjną. Cerkiew jest otoczona starodrzewem lipowo-jesionowym, powiązana kompozycyjnie z pobliskim zespołem dworskim.

Za cerkwią nad rzeką Bug, na 268,7 km jej biegu, znajduje się wodowskaz (fig. 2). Stany dla wodowskazu wynoszą odpowiednio: minimalny 110 cm, średni 245 cm, maksymalny 520 cm, stan ostrzegawczy 380 cm, a alarmowy 480 cm. Ekstremalne przepływy dla okresu 1951–2000 wynoszą odpowiednio NNQ 25,7 m³/s i WWQ 902 m³/s (Ostrowski, 2003).



Fig. 1. Krzyczew – cerkiew (fot. Ł. Zbucki)



Fig. 2. Krzyczew – wodowskaz na Bugu (fot. Ł. Zbucki)

We wsi znajduje się dwór wzniesiony najprawdopodobniej w II połowie XIX w. Na terenie byłego zespołu dworskiego znajduje się również oficyna, tzw. „skarbczyk”, najprawdopodobniej z połowy XIX w. Całość jest otoczona pozostałościami parku krajobrazowego z drugiej połowy XIX w., z alejami starych klonów i okazami starych lip.

Na skarpie rzeki Bug rosną lipy pomnikowe. Przez wieś przebiega ścieżka przyrodnicza „Bużny most”.

LITERATURA

JADCZAK S., 2007 — Gmina Terespol: X–XXI wiek: 7–200. ODW Express Press, Lublin.

OSTROWSKI J., 2003 — Dynamika i wieloletnie tendencje zmian zasobów wodnych. *W: Rzeka Bug, zasoby wodne i przyrodnicze* (red. J. Dojlido i in.): 36–55. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.

STANOWISKO JANÓW PODLASKI

Katarzyna ŚWIERCZEWSKA-PIETRAS, Łukasz ZBUCKI

Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II w Białej Podlaskiej, Zakład Gospodarki Przestrzennej,
ul. Sidorska 95/97, 21-500 Biała Podlaska, k.swierczewska-pietras@dydaktyka.pswbp.pl,
l.zbucki@dydaktyka.pswbp.pl

Janów Podlaski jest położony na Równinie Łukowskiej, nad rzeką Czyżówką w pobliżu jej ujścia do Bugu. Jest jedną z najciekawszych turystycznie miejscowości południowego Podlasia (Cebrykow i in., 2013).

Pierwsze wzmianki historyczne o Janowie Podlaskim pochodzą z 1423 r. O dawnej świetności Janowa Podlaskiego świadczą zachowane budowle zabytkowe. Przede wszystkim znajdujący się przy zachodniej części rynku zespół pokatedralny, w którego skład wchodzi: kościół pw. Św. Trójcy z lat 1714–1735 (fig. 1), dzwonnica, dwa budynki dawnego seminarium oraz położona nieopodal plebania (Zubowicz i in., 2008).

Na wschód od rynku jest usytuowany poddominikański kościół rektoralny pod wezwaniem św. Jana Chrzciciela, z lat 1790–1801. W północno-zachodniej części Janowa Podlaskiego znajdują się pozostałości zespołu pałacowego; obecnie jest tu budowany hotel wraz z zapleczem. W parku znajduje się pawilon ogrodowy, tzw. grota Naruszewicza, charakterystyczny dla XVIII-wiecznych ogrodów obiekt małej architektury.



Fig. 1. Kolegiata pw. Św. Trójcy (fot. Ł. Zbucki)

W południowej części rynku znajdują się dawne jatki i kramy, wzniesione w końcu XVIII w. lub pierwszej połowie XIX w., o cechach uproszczonego klasycyzmu, przekształcone.

Przy ul. Piłsudskiego znajduje się klasycystyczny dom Ryttów. Wzniesiony w 1793 r., nadbudowany w XIX w., obecnie galeria autorska malarza Macieja Falkiewicza. W samym centrum Janowa na stacji paliw stoją najstarsze dystrybutory paliwa w Polsce, prawdopodobnie z 1928 r. (Zubowicz i in., 2008).

STADNINA KONI W JANOWIE PODLASKIM

Około 2 km na północny wschód od centrum Janowa Podlaskiego znajduje się najstarsza państwowa stadnina koni w Polsce. Została założona w 1817 r. Wbrew nazwie nie znajduje się ona w samym Janowie, ale w miejscowości Wygoda, dawnym folwarku biskupim. Stadnina jest zaliczana do najpiękniejszych obiektów tego typu w Polsce. Jest położona w Dolinie Bugu, wśród malowniczych, bujnych nadbużańskich łąk. Słynie głównie z hodowli koni czystej krwi arabskiej (fig. 2). Mniej znane w świecie, ale równie znakomite są hodowane tu konie angloarabskie. Do najciekawszych obiektów w stadninie należy zespół XIX-wiecznych stajni, z których najstarsze, Zegarowa z 1848 r. (fig. 3) i Czołowa z 1841 r., zostały zaprojektowane przez słynnego architekta Henryka Marconiego.



Fig. 2. Konie arabskie (fot. Ł. Zbucki)



Fig. 3. Stajnia Zegarowa (fot. Ł. Zbucki)

Od 1970 r. na terenie stadniny koni w Janowie Podlaskim odbywa się najważniejsza na świecie aukcja koni czystej krwi arabskiej. Aukcję poprzedza Polski Narodowy Pokaz Koni Arabskich Czystej Krwi. Janowskie araby należą do najlepszych na świecie. Świadczą o tym ich ceny – w 1985 r. za klacz Penicylinę uzyskano 1,5 mln dolarów (Zubowicz i in., 2008).

LITERATURA

- CEBRYKOW P., KAŁAMUCKI K., SZELEST R., ZBUCKI Ł. (red.), 2013 — Szlak rowerowy śladami nadbużańskich tajemnic. Powiat Bialski 1:150 000 (mapa turystyczna). Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II w Białej Podlaskiej.
- ZUBOWICZ R., VETROVA E., PAŃKO A., ABRAMCZYK A., 2008 — Biała Podlaska–Brześć. Nieodkryty wschód: 11–207. PolskaTurystyczna.pl, Kraków.

SUROWCE ENERGETYCZNE REGIONU LUBELSKIEGO

ZESPÓŁ PAŁACOWO-PARKOWY RODU ZAMOYSKICH W KOZŁÓWCE

Przemysław MROCZEK, Miłosz HUBER

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Al. Kraśnicka 2cd,
20-718 Lublin, przemyslaw.mroczek@umcs.pl, miloh@interia.pl

Zespół pałacowo-parkowy w Kozłówce składa się z szeregu zabytkowych obiektów zlokalizowanych na wschodnich obrzeżach wsi Kozłówka, w odległości 9 km na zachód od Lubartowa i 30 km na północ od Lublina. W skład kompleksu wchodzi: pałac, kaplica, teatralnia i powozownia oraz mniejsze obiekty ulokowane w 20-hektarowym zabytkowym ogrodzie. Kozłówkę można uznać za jedyną rezydencję arystokratyczną w Polsce niezniszczoną przez okupantów podczas II wojny światowej, ani przez półwieczną gospodarkę socjalistyczną.



Fig. 1. Front głównych budynków pałacowych widzianych od bramy wjazdowej
(*fol. Anna Jarosz*)

Od lewej widoczne: kaplica, pałac i teatralnia

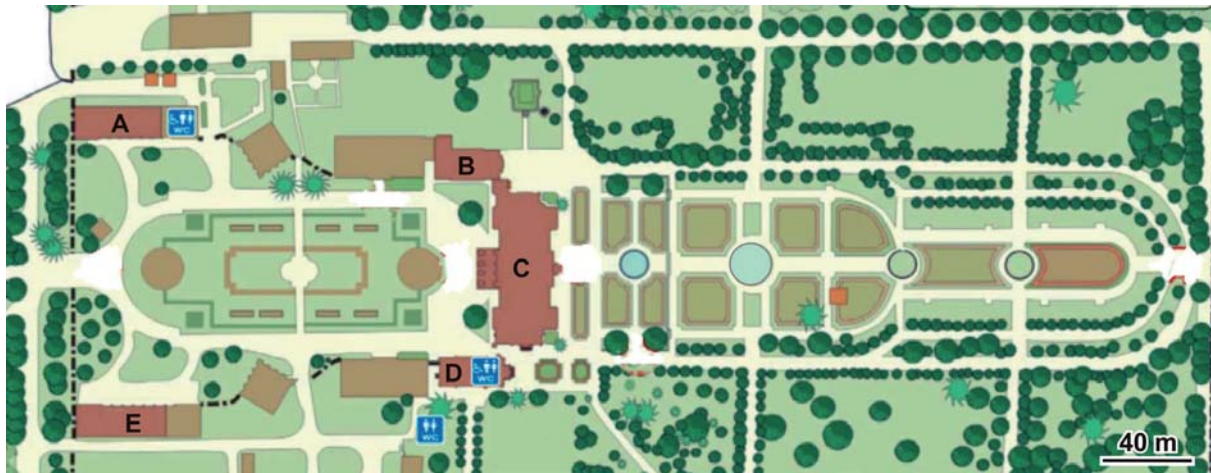


Fig. 2. Plan sytuacyjny głównych obiektów zespołu pałacowo-parkowego w Kozłowiec (na podstawie www.muzeumzamoyskich.pl, zmienione)

A – Galeria Sztuki Socrealizmu, B – kaplica, C – pałac, D – teatralnia, E – powozownia

Pałac został wzniesiony przez wojewodę chełmińskiego Michała Bielińskiego w latach 1736–1742. Jako barokowy schemat *entre cour et jardin* (tj. między dziedzińcem a ogrodem) został on zaprojektowany wraz zabudowaniami gospodarczymi przez włoskiego architekta Józefa II Fontanę. W latach 1799–1944 majątek należał do rodu Zamoyskich i stanowił jedną z kilku dużych rezydencji. W 1903 r. hr. Konstanty Zamoyski założył w nim ordynację. Dokonał on istotnej rewitalizacji posiadłości, dzięki której pałac stał się jedną z najbardziej monumentalnych i reprezentacyjnych rezydencji na ówczesnych ziemiach polskich (fig. 1).

Złote lata rezydencji Zamoyskich trwały do końca II wojny światowej (połowa 1944 r.). Po wyjeździe prawowitych właścicieli na Zachód pałac stał się własnością skarbu państwa, który umieścił tu między innymi składnicę muzealną Ministerstwa Kultury i Sztuki oraz sierociniec. Dnia 4 listopada 1944 r. w rezydencji powołano do życia pierwsze muzeum w wyzwolonej Polsce, które obecnie jest określane jako Muzeum Zamoyskich. Jego integralną częścią jest Galeria Sztuki Socrealizmu (fig. 2). W Muzeum zgromadzono 13 000 eksponatów magnackich, w galerii zaś – 1600 eksponatów związanych z polską odmianą komunizmu II połowy XX wieku. Od 2007 roku zespół pałacowo-parkowy w Kozłowiec jest oficjalnie uznawany za pomnik historii.

We wnętrzach **pałacu** odtworzono wystrój z czasów jego świetności w okresie II Rzeczypospolitej o bardzo wysokim stopniu autentyczności dzięki oryginalnemu przedwojennemu wyposażeniu. Najbardziej wartościowymi zabytkowymi elementami wyposażenia są: neobarokowe i neoregencyjne plafony, piece z miśnieńskich kafli, marmurowe kominki, dębowe parkiety oraz meble, rzeźby, lustra, kobierce porcelanowe, złoczone brązy i srebra. Muzeum posiada bogate kolekcje malarstwa polskiego i obcego.

Wystrój **przypałacowej kaplicy** (1903–1909) naśladuje kaplicę królewską na Wersalu. Najważniejszym elementem jest natomiast kopia nagrobka Zofii z Czartoryskich Zamoyskiej, którego oryginał – autorstwa Lorenzo Bartoliniego – znajduje się w kościele Santa Croce we Florencji. Dopelnieniem zabytkowego wystroju są sztukaterie, kolumnady, ołtarz i prospekt organowy. Na łączniku kaplicy z pałacem znajduje się popiersie i tablica dedykacyjna upamiętniające księdza prymasa Stefana Wyszyńskiego, ukrywającego się u Zamoyskich od sierpnia 1940 r. do września 1941 r.

W budynku XVIII-wiecznej **powozowni** (tzw. pawilon południowy) udostępniono ekspozycję poświęconą dawnym podróżom, na której można zobaczyć historyczne pojazdy konne (tzw. hipomobile) oraz różnego typu akcesoria, w tym uprząże końskie i siodła. W okresie przedwojennym obiekt ten pełnił funkcję stajni koni cugowych i wozowni pałacowej. Wśród zabytkowych pojazdów na wyróżnienie

zasługują: podróżna kareta *coupé* (fabryka Filipa Loretza w Warszawie), efektowne lando, powozy spacerowe (bryczki).

Głównym wejściem na teren zespołu pałacowo-parkowego jest neobarokowa brama (pocz. XX w.) z herbem Zamoyskich. Na zapleczu głównych zabudowań pałacowych (fig. 2) zaprojektowano **ogród**. Jego układ nawiązuje do renesansowego układu kwaterowego. Podstawowym elementem jest salon, któremu towarzyszą symetrycznie ukształtowane partery z opaskami bukszpanów i róż. Drzewostan parku składa się przede wszystkim z pomnikowych okazów lip i klonów, którym towarzyszą dęby, kasztanowce, graby, wiązy i inne drzewa. Spośród nich wyróżnia się okazały platanowiec. Ogród do dziś zachował swój dawny układ, a jeden z dębów na dziedzińcu jest uznawany za pomnik przyrody. Ozdobą ogrodu jest centralnie umieszczona fontanna z figurkami żeliwnych puttów, sprowadzonych z Francji. W parku znajduje się także pomnik z prochami żołnierzy kampanii napoleońskiej (1812 r.), zbudowany z miejscowych narzutniaków skandynawskich, powszechnie występujących w otoczeniu rezydencji. Najmłodszym elementem parku jest bażantarnia, stanowiąca załazek zwierzyńca, który nadal funkcjonuje (wolie-ry). Jego dopełnieniem jest stado pawi swobodnie poruszających się po terenie ogrodu.

Galeria Sztuki Socrealizmu mieści się w budynku pawilonu północnego, stanowiącego dawną powozownię. Prezentuje ona najciekawsze prace ze znajdujących się w Muzeum wielkich zbiorów sztuki, głównie z pierwszej połowy lat 50. XX wieku. Na jej zasoby składa się ponad 1600 rzeźb, obrazów, rysunków, grafik i plakatów. W parku można zapoznać się z najbardziej znanymi pomnikami przywódców komunistycznych i przyjaźni polsko-radzieckiej: Bolesława Bieruta (Lublin), Włodzimierza Lenina (Poronin) oraz Juliana Marchlewskiego (Włocławek).

LITERATURA

www.muzeumzamoyskich.pl/muzeum (aktualizacja: 8 maja 2014 r.)

CYCÓW 8, OTWÓR BADAWCZY PD Co Sp. z o.o.

Iwona SIENIAWSKA¹, Jan WIERCHOWIEC²

¹PD CO Sp. z o.o., Rondo ONZ 1, Piętro 5A, 00-124 Warszawa, iwona.sieniawska@pdco.pl

²Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, jan.wierchowiec@uw.edu.pl

BUDOWA GEOLOGICZNA

Obszar złożowy „niecka lubelska”, będący częścią Lubelskiego Zagłębia Węglowego (LZW, fig. 1), tworzy wydłużoną w kierunku NW–SE synformę i znajduje się w obrębie strefy brzeżnej platformy wschodnioeuropejskiej. Struktura antyklinalna Kocka jest ważnym elementem strukturalnym niecki lubelskiej. Dzieli ona Lubelskie Zagłębie Węglowe (lubelski basen karboński) na dwa obszary o odmiennej budowie geologicznej (Zdanowski, 1995).

Obszar północno-wschodni zajmuje rozległa, asymetryczna synklina Radzyń–Bogdanka (Zdanowski, 1999), w której obrębie spąg utworów karbonu obniża się od około 200 m p.p.m. w okolicach Włodawy do 1400–1600 m p.p.m. w osiowej części synkliny, a następnie podnosi się do 1200–1300 m p.p.m. w sąsiedztwie i do 600–700 m p.p.m. w obrębie strefy uskokowej Kocka. Synklina jest pocięta licznymi uskokami o kierunkach NW–SE i NE–SW. Ich zrzuty zazwyczaj nie przekraczają 100 m, a maksymalnie osiągają 400 m (Zdanowski, 1999).

Na południowy zachód od strefy uskokowej Kocka występuje szereg form fałdowo-zrębowych. Ze strefą uskokową Kocka sąsiaduje synklina Stoczek–Dorohucza, w której spąg utworów karbonu obniża się od 800 m p.p.m. w sąsiedztwie strefy Kocka do 2600 m p.p.m. w jej partii osiowej. Dalej w kierunku południowo-zachodnim występuje antyklinalna strefa Dęblin–Minkowice, gdzie spąg karbonu podnosi się powyżej 1500 m p.p.m. Najniższe położenie spągu karbonu w LZW, poniżej 2800 m p.p.m., stwierdzono między Lublinem a Puławami, w obniżeniu Puław i w synklinie Bychawy. Odmianą budowę geologiczną obserwuje się w południowej części LZW. W okolicach Rejowca, na obszarze złoża Chełm II, zanika strefa uskokowa Kocka, a okalające ją synkliny Radzyń–Bogdanka i Stoczek–Dorohucza, łączą się ze sobą ku SE, tworząc synklinę Kumowa, gdzie spąg utworów karbonu występuje na 1100–1200 m p.p.m. (Zdanowski, 2010). Synklina ta przedłuża się na terytorium Ukrainy i jest tam nazywana synkliną sokalsko-wołyńską. Pod względem litologiczno-facjalnym profil karbonu LZW można podzielić na dwie główne serie genetyczne, tzn. paraliczną i limniczną. Seria paraliczna obejmuje utwory wizenu, namuru (formacje: Huczwy, terebińską, dęblińską) oraz najniższy odcinek westfalu (dolna część formacji lubelskiej), w którego obrębie nad pokładem 395 (305) stwierdzono ostatnie, charakterystyczne dla paralicznych formacji węglonośnych, osady cyklu sedymentacyjnego zawierające człon litologiczny środowiska morskiego, czyli poziom morski Dunbarella. Strop osadów tego cyklu, odpowiadający spągowej powierzchni pokładu węgla 394 (306), można przyjąć za górną granicę osadów serii paralicznej, powyżej której występują wyłącznie osady serii limnicznej (Porzycki, Zdanowski, 1988).

W polskiej części lubelskiego basenu karbońskiego spąg pokładu 395 (305) jest równocześnie spągami serii złożowej o znaczeniu gospodarczym. Poniżej tego przewodniego poziomu pokłady węgla o miąższości >1,0 m występują tylko lokalnie w południowej części rejonu (Porzycki, Zdanowski, 1995).

Maksymalna głębokość występowania pokładu węgla 395 (305) wynosi od 1000 m p.p.m. w synklinie Radzyń–Bogdanka do ponad 2000 m p.p.m. w obniżeniu Puław i synklinie Bychawy (fig. 2, Zdanowski, 2011). Ogólnie strop powierzchni karbonu wykazuje tendencję do obniżania się w kierunku południowo-zachodnim i zachodnim, z poziomu 200 m p.p.m. w rejonie Włodawy do 1300 m p.p.m. w okolicach Bychawy. Obecne ukształtowanie powierzchni stropu utworów karbonu jest w znacznej mierze efektem deformacji tektonicznych w fazie asturyjskiej w późnym karbonie i procesów erozyjnych, które w północnej części basenu trwały do końca triasu.

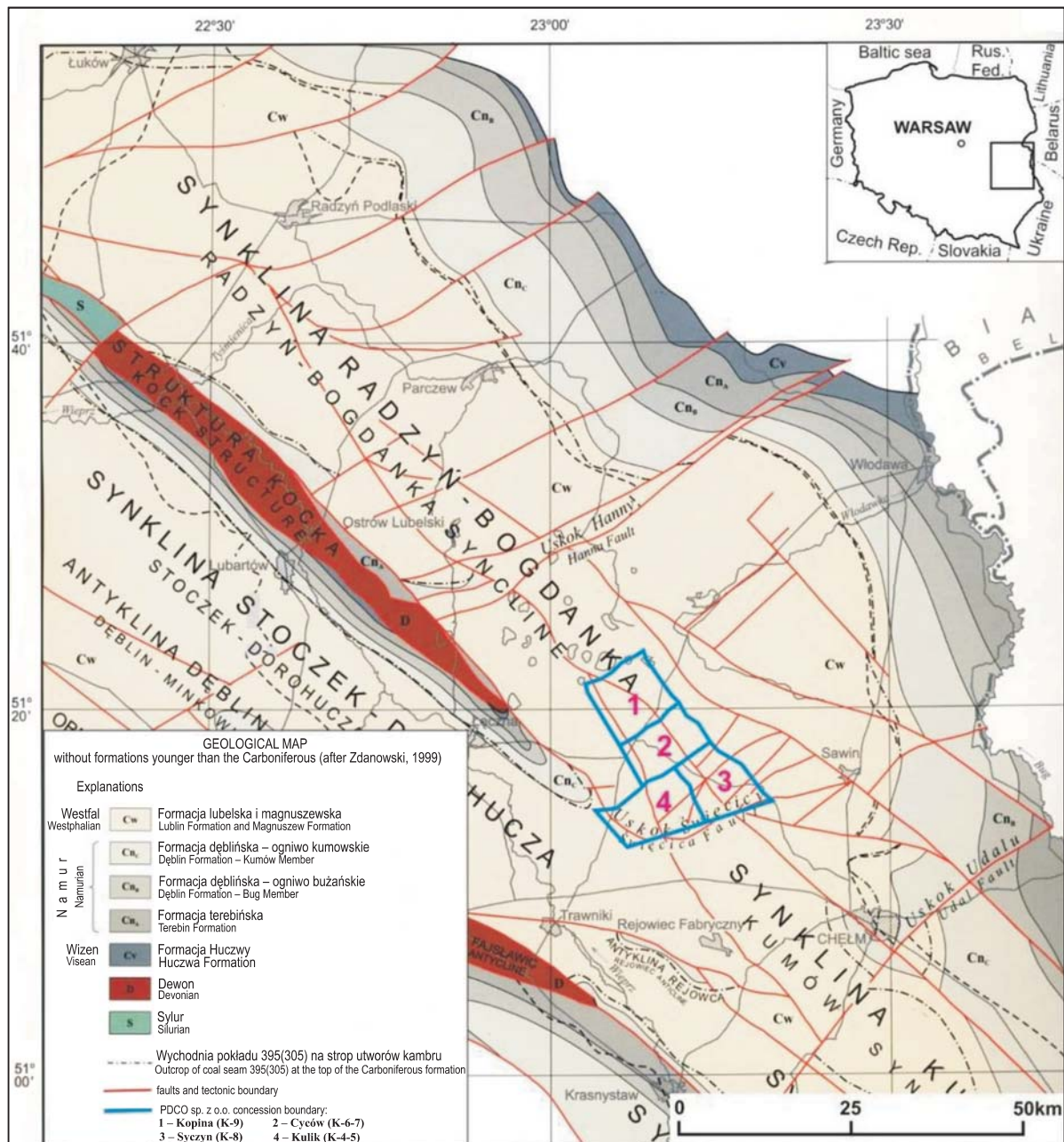


Fig. 1. Mapa geologiczna Lubelskiego Zagłębia Węglowego bez skał (formacji) młodszych od karbonu (według Zdanowskiego, 1999, zmieniona)

Na skałach osadowych karbonu, z luką stratygraficzną obejmującą utwory permu i triasu, leżą niezgodnie skały jury środkowej i górnej (Porzycki, Zdanowski, 1995). W podłożu utworów karbonu występują utwory dewonu i starszego paleozoiku.

Obszar złóżowy węgla kamiennego obejmuje około 65% powierzchni LZW. Był on do 1990 r. przedmiotem intensywnych badań geologicznych i geofizycznych. W wyniku tych badań obszar o powierzchni ok. 800 km², położony na północny wschód od struktury Kocka, został szczegółowo opisany i zbadany pod względem zasobności w węgiel kamienny. Pozostała część Lubelskiego Zagłębia Węglowego jest rozpoznana nierównomiernie, jednak jest możliwa ocena jej potencjału złożowego.

OBSZAR ROZPOZNANIA PD Co Sp. z o.o.

Spółka PD Co Sp. z o.o. posiada koncesje geologiczne na rozpoznanie zasobów węgla kamiennego na obszarze obejmującym cztery sąsiadujące ze sobą złoża węgla (fig. 2): Kulik (Lublin K-4-5), Cyców (Lublin K-6-7), Syczyn (Lublin K-8) i Kopina (Lublin K-9). W ramach prowadzonych prac rozpoznawczych zaprojektowano siedem otworów badawczych o planowanych głębokościach końcowych od 875 do 960 m. Głównym celem odwiercenia otworów jest potwierdzenie uzyskanych w przeszłości danych dotyczących jakości węgla, a także zagęszczenie siatki otworów złożowych, co pozwoli na podniesienie kategorii rozpoznania złoża.

Dotychczasowe odwierty wykonano w siatce umożliwiającej równomierne rozpoznanie złoża tylko w jego głównej części. Odległość między otworami wynosi 1,5–2,0 km. Obecnie prowadzony program wierceń badawczych ma na celu podniesienie kategorii rozpoznania złoża na jego obszarach margi-

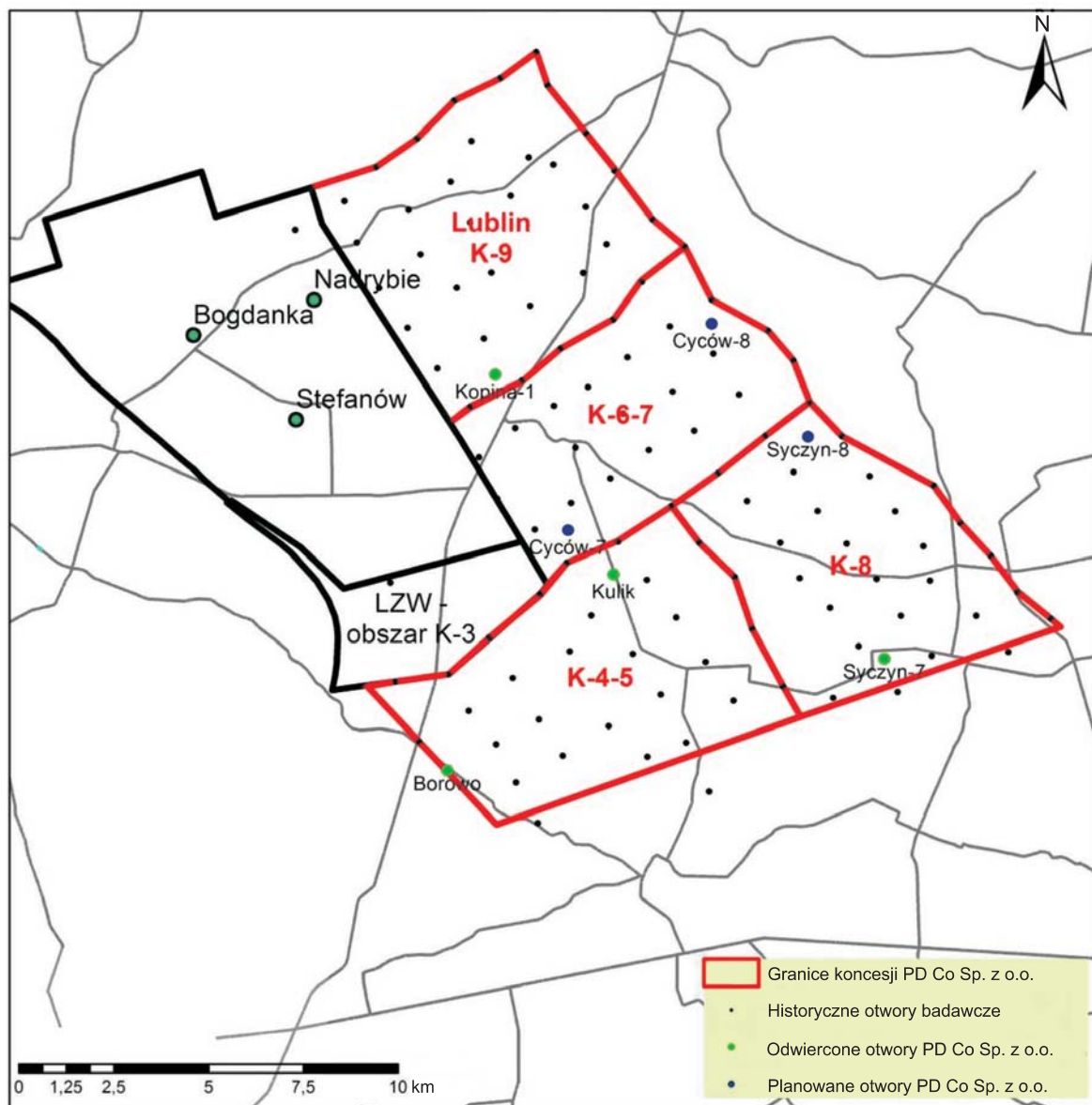


Fig. 2. Lokalizacja odwierconych i planowanych otworów wiertniczych PD Co Sp. z o.o.

nalnych, ważnych ze względu na konieczność prowadzenia zrównoważonej i racjonalnej gospodarki zasobami.

Równie istotnym powodem prowadzenia prac rozpoznawczych jest potrzeba udokumentowania złóż węgla w międzynarodowych kryteriach rozpoznania (kanadyjska regulacja NI 43–101 i klasyfikacja JORC).

JAKOŚĆ WĘGLA

W obrębie posiadanych przez PD Co Sp. z o.o. obszarów koncesyjnych główne pokłady charakteryzują się średnią miąższością 1,12–2,20 m. Średnia wartość kaloryczna węgla w głównych pokładach wynosi 26 159–29 597 kJ/kg, z czego najlepsze parametry stwierdzono dla jednego z głębszych pokładów – pokładu 391. Całkowita zawartość siarki na obszarach koncesyjnych wynosi od 1,02 do 1,84%. Parametry te są jednak bardzo zmienne w profilu serii złożowej oraz w poszczególnych pokładach.

Przeważająca część węgla występujących na obszarze koncesji rozpoznawczych to węgle typu 32 (węgle gazowo-płomienne). Występują również węgle typu 33 i 34. Procentowy udział węgla typów 33 i 34 zwiększa się ku dołowi profilu serii złożowej.

POTENCJAŁ ZASOBOWY OBSZARÓW KONCESYJNYCH

Dotychczas udokumentowano 2639,420 mln ton zasobów geologicznych, z czego 1312,166 mln ton to zasoby pozabilansowe. Ponad połowę zasobów bilansowych udokumentowano w kategorii C₁ (744,839 mln ton). Według dotychczasowych dokumentacji największą zasobnością w pokłady bilansowe odznacza się złożo K-4-5 (Koncesja Kulik), jednak zasoby są rozłożone w wielu pokładach o bardzo zróżnicowanych miąższościach. Najlepszym rozpoznaniem zasobów bilansowych charakteryzuje się złożo K-6-7 (koncesja Cyców), w którym następuje kontynuacja głównych pokładów. Na obszarze tej koncesji zasoby bilansowe udokumentowane w kategorii C₁ wynoszą 376,216 mln ton.

Zasoby we wszystkich objętych koncesjami złożach obliczono do głębokości 1000 m. Perspektywą powiększenia bazy zasobowej jest uwzględnienie pokładów zalegających na głębokości poniżej 1000 m. Obecnie zalecane graniczne wartości parametrów definiujących złożo węgla kamiennego i jego granice (Załącznik Nr 11 do rozporządzenia Ministra Środowiska z dnia 22 grudnia 2011 w sprawie dokumentacji geologicznej złoża kopaliny) określiły maksymalną głębokość dokumentowania na 1250 m.

Wspomniane szacunki zasobów geologicznych nie spełniają kryteriów i standardów obliczania zasobów kopalin zgodnych z normami kanadyjskiej regulacji NI 43–101 (*National Instrument*) i klasyfikacji JORC (*Joint Ore Reserves Committee*). Normy powyższe są podstawą weryfikacji i raportowania zasobów kopalin przedstawianych w raportach technicznych stanowiących istotny element warunkujący finansowanie międzynarodowych programów poszukiwawczo-rozpoznawczych kopalin oraz projektów górniczych.

Zasoby węgla kamiennego oszacowane w obszarach koncesyjnych PD Co Sp. z o.o. nie mogą być traktowane jako zasoby zweryfikowane przez wykwalifikowaną osobę (ang. *Qualified Person*) zgodnie z normami NI 43–101 i JORC.

Rozpoznanie złoża w kategorii C₁ zgodnie z obecnie obowiązującymi w Polsce regulacjami prawnymi jest natomiast wystarczające do rozpoczęcia wydobywania. Dopuszczalny błąd dokumentowanych zasobów to 30%. Zgodnie z regulacjami JORC, dostateczne rozpoznanie złoża, pozwalające na ograniczenie do minimum ryzyka zarówno geologicznego, jak i ekonomicznego, to rozpoznanie w kategorii *measured* (tab. 1).

Tabela 1

Etapy rozpoznawania zasobów złóż i kategorie szacowania ich zasobów według klasyfikacji polskiej w odniesieniu do systemu międzynarodowej klasyfikacji w systemie JORC

Klasyfikacja polska Etapy rozpoznawania zasobów		Klasyfikacja JORC* Zasoby szacowane w kategorii
E (D ₃)	prace zwiadowcze	inferred
D ₂	poszukiwania wstępne	
D (D ₁)		
C ₂	poszukiwania szczegółowe	
C ₁	rozpoznanie wstępne	indicated (probable**)
B	rozpoznanie szczegółowe	measured (proved**)
A	rozpoznanie eksploatacyjne	

* JORC Code (*Joint Ore Reserves Committee Code*)

** zasoby wydobywalne (operatywne – reserves)

REALIZACJA PLANOWANYCH ROBÓT GEOLOGICZNYCH

Roboty geologiczne są prowadzone zgodnie z decyzjami zatwierdzonymi projektami koncesyjnymi. W ramach koncesji rozpoznawczych wykonano cztery otwory wiertnicze: Kopina-1 (o głębokości końcowej 940 m), Borowo (930 m), Kulik (960 m) i Syczyn 7 (890 m).

Nadkład utworów karbonu był zwiercony systemem bezrdzeniowym z poborem próbek okruchowych co 2 m oraz odcinkowym poborem rdzenia z utworów kredy dolnej w dwóch otworach. W utworach karbonu prowadzono ciągłe rdzeniowanie systemem wrzutowym PQ, uzyskując rdzeń o nominalnej średnicy 85 mm.

W wybranych otworach przeprowadzono badania geofizyczne w nadkładzie, a we wszystkich wykonano pomiary geofizyczne odcinka karbońskiego. W utworach karbonu, poza standardowymi pomiarami do celów złożowych, przeprowadzono badanie mikrooporności upadomierzem czteroramiennym. Wyniki badań upadomierzem pomogą w interpretacji strukturalnej rozpoznawanego obszaru.

Podczas wiercenia ze wszystkich pokładów o miąższości powyżej 0,3 m pobrano punktowe próbki węgla do badań gazowych, a z pokładów o miąższości powyżej 0,6 m – próbki do badań parametrów koksowniczych. Po zakończeniu wiercenia i skorygowaniu wyznaczonych podczas wiercenia granic pokładów o dane geofizyki otworowej, ze wszystkich pokładów o miąższości powyżej 0,6 m pobrano próbki do badań jakości węgla. Dodatkowo próbki do określenia parametrów fizykochemicznych pobrano z trzydziestocentymetrowych odcinków w stropie i spągu każdego pokładu. Na wszystkich próbkach węgla wykonano standardowe badania jakości węgla w stanie surowym, powietrzno-suchym i bezwodnym (zawartość popiołu, zawartość siarki palnej, całkowitej, popiołowej, gęstość rzeczywista, spiekalność metodą Rogi, wartość opała, wilgotność oraz zawartość H, N i C). Wyniki podstawowych analiz umożliwiły podjęcie decyzji o metodzie wzbogacania węgla w cieczach ciężkich i zakresie badań prowadzonych na poszczególnych wydzielonych frakcjach gęstościowych. Badanie wzbogacalności węgla jest kluczowe, ze względu na wymagania JORC. Dodatkowo pozwala na wstępne zaprojektowanie zakładu przeróbki, co w przyszłości pozwoli na produkcję węgla wysokiej jakości. Ze skał płonnych pobrano próbki w celu wykonania badań palinologicznych, a także próbki makrofauny i makroflory

w celu kompleksowego określenia stratygrafii przewierconych warstw karbonu. W celu wykonania badań geotechnicznych opróbowano skały stropowe i spągowe pokładów o miąższości powyżej 1 m.

Wykonane dotąd przez PD Co Sp. z o.o. otwory badawcze przewiercały od 30 do 32 pokładów węgla, z czego w jednym otworze przewiercono 14 pokładów o miąższości powyżej 0,6 m, a 5 pokładów – o miąższości powyżej 1 m.

Obecnie jest wykonywany otwór badawczy Cyców 8, a niezwłocznie po zakończeniu prac zostaną odwiercone dwa kolejne otwory badawcze – Cyców 7/1 oraz Syczyn 8.

Konstrukcja otworu przewiduje posadowienie trzech kolumn rur okładzinowych, co zapewnia bezpieczne prowadzenie rdzeniowania w serii złożowej. W otworze Cyców 8 skały nadkładu przewiercono bezrdzeniowo. Przed zabezpieczeniem otworu ostatnią kolumną rur okładzinowych przeprowadzono badania geofizyczne. Odcinek karboński jest przewiercany z pełnym rdzeniowaniem metodą wrzutową w systemie HQ, które dostarcza rdzeń o średnicy nominalnej 67 mm.

Ze względu na wymagania międzynarodowych standardów rozpoznania złóż, przy prowadzeniu prac szczególną uwagę zwraca się na jakość i uzysk rdzenia, a także na przestrzeganie zasad prawidłowego postępowania z rdzeniem. Wiercenie jest stale monitorowane i na bieżąco akceptowane przez osobę odpowiedzialną za zgodność prowadzonych prac ze standardami międzynarodowymi. Zasady prowadzenia prac i postępowania z rdzeniem uprzednio ustalono na podstawie wszystkich obowiązujących norm i standardów. Wypracowano procedury, które zapewniają prowadzenie szczegółowej kontroli jakości prac.

Wysokie wymagania co do uzysku rdzenia, ale również odnośnie do postępowania z nim, dają gwarancję prawidłowości uzyskiwanych wyników badań jakości węgla oraz stanowią na przyszłość podstawę do testowania powtarzalności tych wyników.

Wyniki badań są na bieżąco analizowane i służą do aktualizacji bazy danych i modelu złoża, opartego uprzednio na danych historycznych. Dane uzyskane na podstawie materiału z wykonanych już przez PD Co Sp. z o.o. wierceń potwierdzają wyniki badań historycznych, co zwiększa zaufanie międzynarodowych inwestorów do projektu spółki PD Co Sp. z o.o.

LITERATURA

- PORZYCKI J., ZDANOWSKI A., 1988 — Charakterystyka złożowa i jakość węgla. *W: Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **122**: 40–76.
- PORZYCKI J., ZDANOWSKI A., 1995 — Lithostratigraphic and sedimentologic-paleogeographic development Southeastern Poland (Lublin Carboniferous Basin). *W: The Carboniferous system in Poland. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **148**: 102–109.
- ZDANOWSKI A. (red.), 1999 — Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- ZDANOWSKI A., 2010 — Jakość węgla w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **439**: 189–196.
- ZDANOWSKI A., 2011 — Zasoby perspektywiczne kopalni Polski. *W: Węgiel kamienny – Lubelskie Zagłębie Węglowe* (red. S. Wołkowicz). Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

ZAKŁAD GÓRNICZY KOPALNIA MARGLU W REJOWCU. GEOLOGIA ZŁOŻA MARGLI KREDOWYCH „REJOWIEC”

Dariusz ORŁOWSKI, Robert SZWED

Zakład Cementownia Rejowiec, ul. Fabryczna 1, 22-170 Rejowiec Fabryczny;
dariusz.orkowski@ozarow.com.pl, robert.szwed@ozarow.com.pl

W literaturze geologicznej pierwsze wzmianki o utworach kredowych obszaru lubelskiego pochodzą z początku XIX wieku. Prace poszukiwawcze kopalni dla przemysłu cementowego rozpoczęto jeszcze przed pierwszą wojną światową, brak jednak wiarygodnych danych na ten temat.

Złoże margli kredowych było dokumentowane wieloetapowo na przestrzeni przeszło trzydziestu lat (1950–1983). Badania złoże przeprowadziło Przedsiębiorstwo Geologiczne w Krakowie i Warszawie. Pierwszą dokumentację geologiczną opracowano w 1950 r. Całość prac badawczych ujęto w zbiorczej dokumentacji geologicznej złoże margli kredowych „Rejowiec” w kat. B + C₁ wykonanej w 1983 r.

LOKALIZACJA WYROBISKA

Wyrobisko Kopalni Marglu w Rejowcu jest zlokalizowane na gruntach miejscowości Rejowiec Fabryczny, Krasne i Pawłów w powiecie chełmskim, województwo lubelskie. Powierzchnia wyrobiska wynosi ok. 230 ha, w tym czynna kopalnia obejmuje obszar 70 ha. Eksploatacja ze złoże margli jest prowadzona od 1924 r. Bezpośrednią konsekwencją działalności górniczej są zmiany w litosferze; powstało rozległe wyrobisko o powierzchni ok. 230 ha i głębokości 40 m. Prowadzenie odkrywkowej eksploatacji złoże marglu spowodowało trwałe przekształcenie powierzchni terenu i zmianę walorów krajobrazowych. Rzędna terenu otaczającego kopalnie to ok. 230 m n.p.m, a najniższy poziom czynnego zakładu górniczego (rzępie wód kopalnianych) – 179 m n.p.m.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Teren wyrobiska pod względem fizjograficznym jest położony w obrębie Pagórów Chełmskich, złożonych z szeregu wzniesień, zbudowanych ze skał górnokredowych, osiągających wysokości do 274 m n.p.m.

Złoże margli kredowych „Rejowiec” stanowi stropową część utworów kredowych zalegających w tym rejonie. Buduje je dość monotonna seria osadów marglistych. Marglom towarzyszy opoka marglista. Występuje ona w południowej części złoże w postaci drobnych wkładek stopniowo przechodzących w margiel. Margle okolic Rejowca stanowią część osadów kredowych Wyżyny Lubelskiej, zaś obszar lubelski jest częścią wielkiej synkliny kredowo-jurajskiej, ciągnącej się od Pomorza przez Mazowsze, Wyżynę Lubelską do okolic Lwowa. Margle pod względem stratygraficznym należą do środkowego poziomu mastrychtu górnego. Złoże zalega prawie poziomo, upad warstw w kierunku południowo-zachodnim nie przekracza 10°. Złoże nie jest zaburzone tektonicznie, a seria marglista ma znaczną miąższość. Wierceniami rozpoznano profil o miąższości 60 m. Osady kredowe występują na dużym obszarze w sposób ciągły i są wykształcone w postaci margli, margli wapnistych i opok. Margle są miękkie, lokalnie przeławiczone kredą piszącą o nierównej powierzchni, skrasowiałe. Stropowa część masywu kredowego jest zwietrzała. W zasięgu występowania marglu jest to najczęściej glina zwietrzelinowa. Utwory neogeńskie to ily. Na utworach kredowych i neogeńskich leżą czwartorzędowe piaski i żwiry różnego pochodzenia oraz gliny zwałowe zlodowacenia środkowopolskiego.

WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

Głównym poziomem wodonośnym złoża „Rejowiec” jest poziom wód gruntowych w utworach wieku kredowego. Wody podziemne w rejonie kopalni występują w utworach czwartorzędowych, neogeńskich i kredowych. Pozostają one ze sobą w więzi hydraulicznej. Zwierciadło wody ma charakter swobodny i obecnie występuje na rzędnej od 182 do 186 m n.p.m. Pierwotne zwierciadło statyczne wody w rejonie odkrywki kształtowało się średnio na rzędnej 195 m n.p.m. Przy udostępnieniu IV piętra eksploatacyjnego poziom zwierciadła wód podziemnych został obniżony w centrum drenażu do rzędnej ok. 182 m n.p.m. Odwodnienie kopalni jest realizowane przy pomocy pomp powierzchniowych. Wody są odprowadzane do rowu melioracyjnego i zasilają w wodę Stawy Kańskie. Rocznie odpompowuje się ok. 4 mln m³ wody.

JAKOŚĆ KOPALINY

Na podstawie przeprowadzonych badań w trakcie dokumentowania złoża oraz w trakcie późniejszej eksploatacji za najważniejszy parametr jakościowy charakteryzujący kopalinę uznano zawartość CaO. Margle ze złoża „Rejowiec” ze względu na małą zawartość CaO, przy stosunkowo wysokim udziale SiO₂, są określane jako surowiec „niski” do produkcji cementu i wymagają stosowania dodatków korygujących w procesie produkcji cementu w postaci kredy piszącej (bogatszej w CaO) ze złoża w Chełmie. Dla oceny rodzaju i jakości kopaliny wykonano dotąd liczne badania chemiczne i fizykomechaniczne. Ich najobszerniejszy opis zawarto w zbiorczej dokumentacji geologicznej z 1983 r. Zmienność w składzie chemicznym surowca eksploatowanego (próbki pobierane ze ścian poziomu w miejscach prowadzenia eksploatacji) porównano ze średnimi parametrami dla danego poziomu według dokumentacji z 1983 r. i zestawiono w dodatku nr 1 do dokumentacji geologicznej z 1993 r. Na ich podstawie można stwierdzić, że wartości średnie dla poziomów eksploatacyjnych nie wykazują dużego zróżnicowania, natomiast w profilu pionowym obserwuje się zmianę surowca od niskiego w stropowej części złoża (przeważają margle ciemnoszare o niższej zawartości CaO – do 27–35%) do prawie zupełnego w niższych poziomach (w miarę wzrostu głębokości obserwuje się stopniowy wzrost udziału margli o wyższej zawartości CaO do ok. 42–44% – dotyczy to w szczególności centralnej części złoża).

SYSTEMY EKSPLOATACJI ZŁOŻA, PODSTAWOWE PARAMETRY

Kopalnia Marglu w Rejowcu eksploatuje złożę systemem ścianowym zabierkowym z równoległym postępowaniem frontu roboczego. Roboty górnicze są prowadzone prostopadle do rozciągłości złoża wschód–zachód, to jest w kierunku północnym. Złożę urabia się mechanicznie, koparkami elektrycznymi przedsiębiernymi łyżkowymi typu Skoda E-302 i E-303, bez użycia materiałów wybuchowych. Urobek ładuje się na wozidła technologiczne, a następnie przewozi do łamacza surowca wydziału produkcji cementowni. Parametry górnicze eksploatacji przedstawiają się następująco:

- a) wysokość ścian do 10 m,
- b) średnia szerokość zabierki 15 m,
- c) szerokość poziomów wydobywczych nie mniejsza niż 26 m,
- d) kąt nachylenia ściany eksploatacyjnej 88°,
- e) kąt nachylenia skarp ostatecznych ok. 45°,
- f) kąt nachylenia zbocza do 40°.

LUBLIN – ŚREDNIOWIECZNE MIASTO NA LESSACH

Przemysław MROCZEK, Miłosz HUBER

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Al. Kraśnicka 2cd,
20-718 Lublin, przemyslaw.mroczek@umcs.pl, miloh@interia.pl

Lublin jest największym miastem wschodniej Polski (360 tys. mieszkańców), stosunkowo starym, mającym założenia wczesnośredniowieczne (prawa miejskie od 1253–1257 r.; lokacja na prawie magdeburskim w 1317 r.). Główne średniowieczne centra osadnicze Lublina były zakładane na cyplach lessowych w strefie wschodniej krawędzi Płaskowyżu Nałęczowskiego (fig. 1 i 2). Pod względem archeologicznym są one dokumentowane na obszarze „wzgórz” lessowych (Żmigród, Staromiejskie i Zamkowe), w obrębie dolnego odcinka Czechówki, uchodzącej do Bystrzycy (Rozwałka, 1997; Rozwałka i in., 2006). Towarzyszą im osady założone na Czwartku i na tzw. Grodzisku (Góra Białkowska), ulokowane na przeciwległym (lewym) skrzydle doliny Czechówki (fig. 2). Wymienione centra osadnicze były położone w dogodnych warunkach obronnych – względnie wysoko ponad dnem dolin rzecznych (około 20 m) połączonych z wierzchołką lessową wąskimi grzędami. Młodsze dzielnice (w tym Śródmieście-Rury i Kalinowszczyzna-Ponikwoda-Czechów) powstawały w kolejnych stuleciach na lessowym zapleczu średniowiecznych osad bądź u ich podnóża i w obrębie dolin rzecznych (np. nieistniejące już dzielnice żydowskie Podwale i Wieniawa).

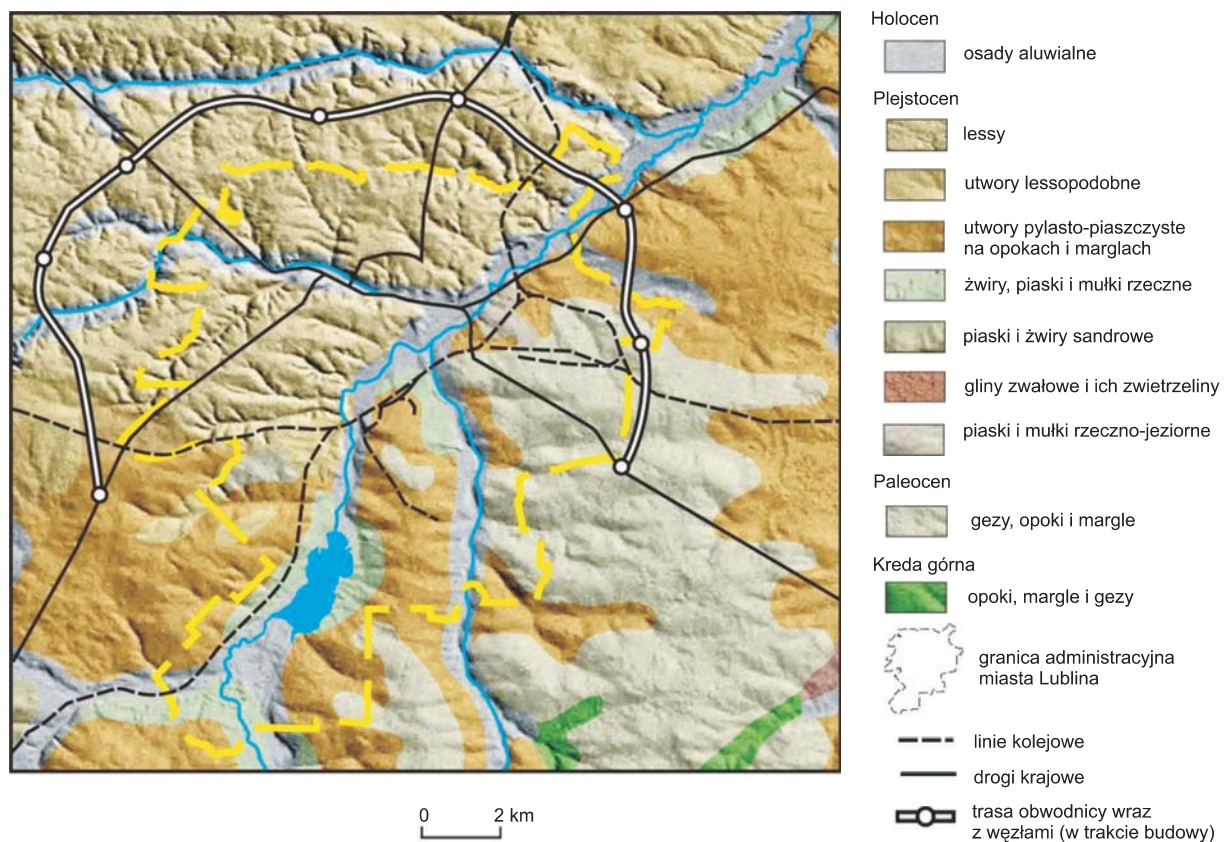


Fig. 1. Mapa utworów powierzchniowych (według Marksa i in., 2008) i podstawowe elementy sieci komunikacyjnej Lublina (według Mroczka, 2014, zmienione)

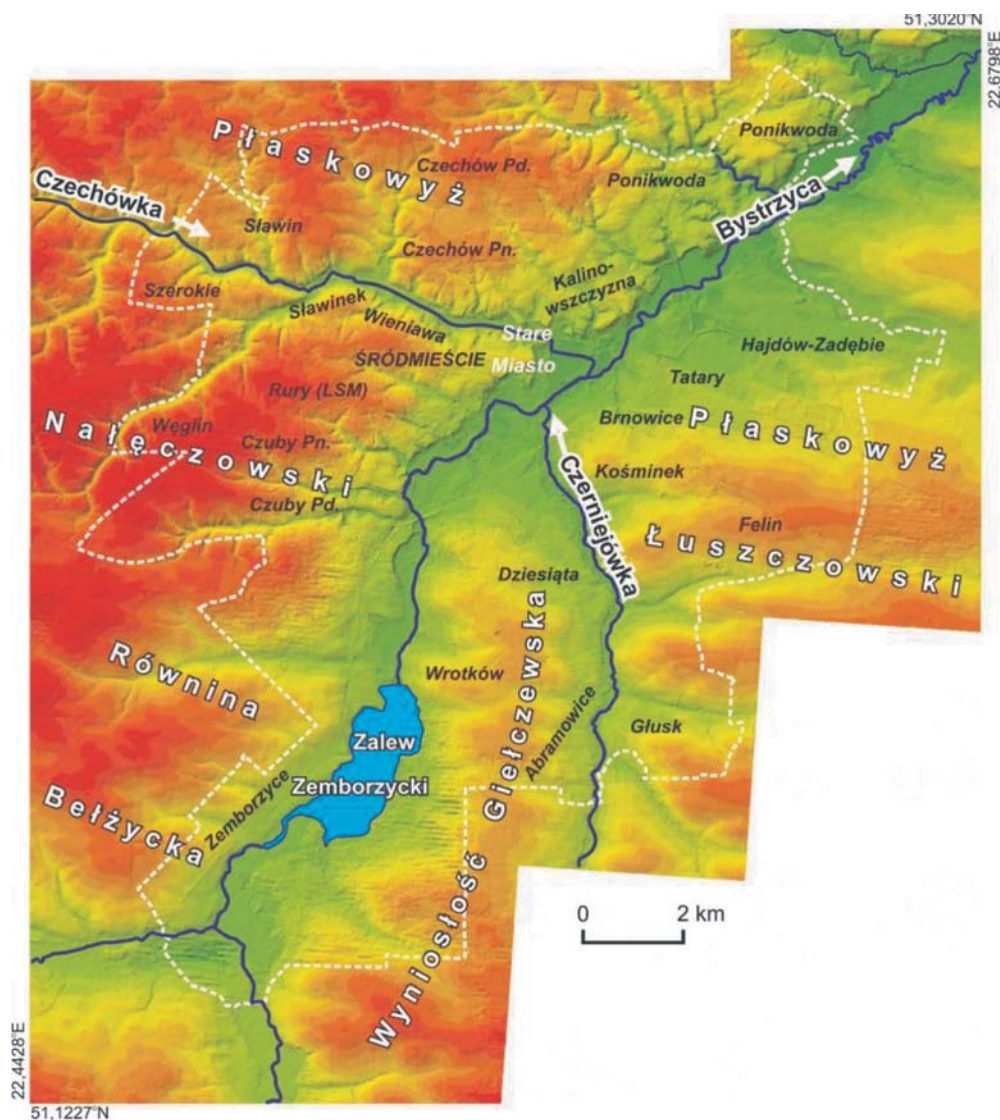


Fig. 2. Zgeneralizowany podział współczesnego Lublina na dzielnice na tle modelu rzeźby terenu (według Mrocza 2014, zmienione)

Lessy Lublina to głównie osady vistuliańskie o miąższości do kilkunastu metrów, mało zróżnicowane lito- i pedologicznie (Harasimiuk, Henkiel, 1982). Rzeźbę płaskowyżu lessowego w obrębie Lublina (tj. skrajnie wschodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego) można określić mianem denudacyjnej i erozyjno-denudacyjnej. Pomimo położenia miasta w strefie kontaktu płata lessowego z względnie głęboko wciętą doliną Bystrzycy (20–30 m), w morfologii terenu nie wykształciły się typowe formy erozyjne (w tym wąwozy), takie jak występujące w zachodniej części płaskowyżu (Kazimierz Dolny–Bochotnica). Jednak w przeszłości były one powszechne i wiązały się głównie z niewłaściwym rolniczym użytkowaniem. Najlepszym przykładem oddającym charakter rzeźby jest nazwa południowo-zachodniej dzielnicy Czuby – odzwierciedla ona wyraźnie erozyjną rzeźbę, określaną jako tzw. *badland* (Superson i in., 2014). Obecnie w rzeźbie płaskowyżu dominują systemy suchych dolin o łagodnych zboczach przechodzących w pofalowane wierzchowiny. Współczesne ukształtowanie miasta można uznać za silnie przekształcone wskutek kilkusetletniej działalności gospodarczej.

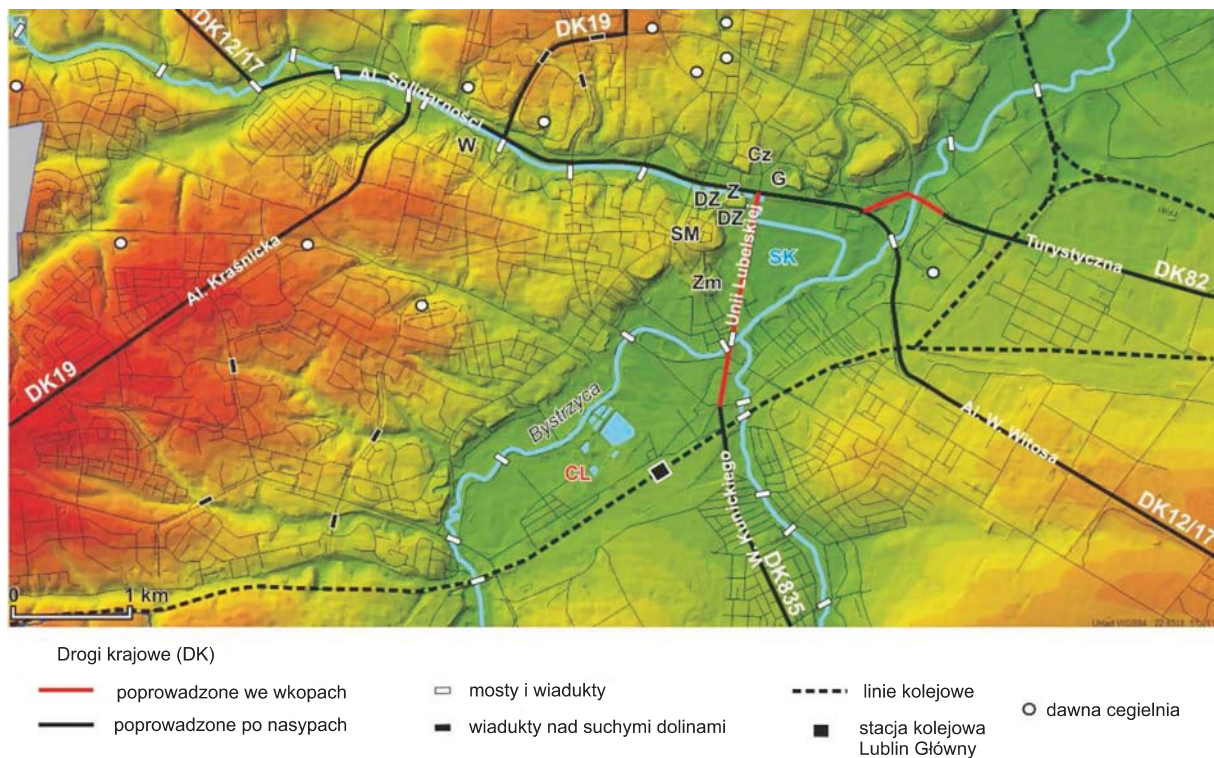


Fig. 3. Szlaki komunikacyjne i układ sieci komunikacyjnej w centrum Lublina (według Mroczyka, 2014, zmienione)

DK – droga krajowa, CL – Cukrownia Lublin, Cz – Czwartek, DZ – Dzielnica Żydowska, G – Grodzisko, SK – Staw Królewski, SM – Stare Miasto, Z – Zamek, Zm – Żmigród, W – Wieniawa

Odmiernym wykształceniem utworów powierzchniowych oraz rzeźbą terenu odznaczają się młodsze dzielnice ulokowane na prawobrzeżnym skrzydle Bystrzyca. Są to osiedla powstałe na terenie dwóch mezoregionów o wyraźnie denudacyjnej rzeźbie – na Równinie Łuszczowskiej i Wzniesłości Giełczewskiej (Maruszczak, 1972). Budują je krasowięjące skały węglanowe kredy górnej (głównie opoki i margle) i paleocenu (gezy) z nadbudową osadów plejstoceniowych (głównie rezidua glin lodowcowych i pokrywy piaszczysto-pyłaste). Lokalizacja kolejnych, nowo organizowanych dzielnic wiązała się przede wszystkim z budową linii kolejowej Warszawa–Lublin–Kowel (1877 r.), warunkującej powstanie szeregu fabryk i osiedli przyzakładowych (m.in. Cukrownia Lublin). Prawobrzeżna część miasta odznacza się znacznie mniejszymi deniwelacjami, wynoszącymi co najwyżej kilkanaście metrów (Rodzoś i in., 2005).

Budowa geologiczna Lublina wyraźnie przekłada się na materiał wykorzystywany w jego budownictwie. W poszczególnych okresach historycznych zaznaczyły się preferencje litologiczne budownictwa miasta (Huber, Mroczyk, 2012). Materiałem powszechnie używanym w budownictwie murowanym średniowiecznego miasta były opoki górnokredowe i gezy paleoceniowe. Ich uzupełnieniem były cegły stosowane do licowania ścian zewnętrznych. Podobnie cegły (wypalony less) były głównym materiałem budowlanym stosowanym w kolejnych stuleciach, aż po połowę XX wieku.

Współczesny Lublin posiada kilka perełek petroarchitektonicznych zlokalizowanych w najstarszej części miasta (Huber, Mroczyk, 2012). Za najcenniejsze należy uznać zabytki murowane na Wzgórzu Zamkowym, datowane na XII–XIII wiek: wieżę obronną typu donżon zbudowaną częściowo z paleoceniowych zlepień muszlowych oraz kaplicę Św. Trójcy z bizantyjsko-ruskimi malowidłami, zbudowaną z gotyckiej cegły. Do najcenniejszych i jednocześnie najstarszych zabytków należy zaliczyć także kamienną wieżę wodną na ul. Siostry Bożeny Szerwentke, zbudowaną z opoki. Do młodszych

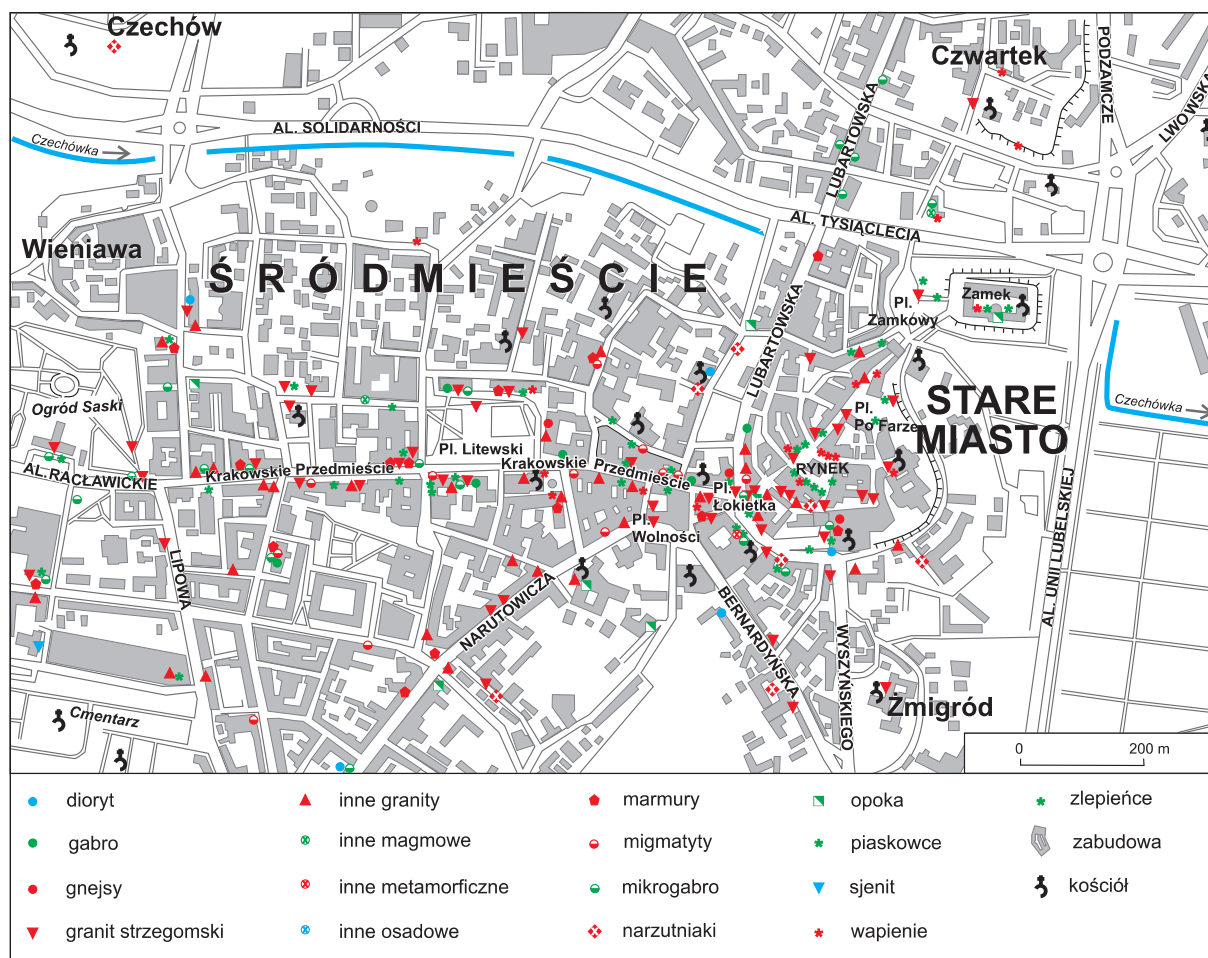


Fig. 4. Wykaz wraz z rozmieszczeniem rodzajów skał wykorzystanych w budownictwie Lublina (według Hubera i Mrocza, 2012, zmienione)

(XVI–XVII w.), ale równie cennych należą także renesansowe kamienice na rynku z zachowanymi ornamentami z piaskowca na ścianach frontalnych oraz wystrój kościołów, wykonany często z materiałów sprowadzanych z południowej Polski (w tym z wapienia, tzw. „marmuru” dębnickiego). Do grona najcenniejszych zabytków o charakterze geoinżynierskim należy zaliczyć także podziemia pod Starym Miastem, złożone z sieci 3–4 kondygnacyjnych korytarzy, z których najwyższe są wydrążone w lessach, zaś niższe – w skałach kredy górnej.

LITERATURA

- HARASIMIUK M., HENKEL A., 1982 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Lublin. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- HUBER M., MROCZEK P., 2012 — Kamień w architekturze Lublina na przestrzeni wieków. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 448 (2): 441–450.
- MARUSZCZAK H., 1972 — Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie. *W: Geomorfologia Polski* (red. M. Klimaszewski), t. 1. Wyd. PWN, Warszawa.
- MARKS L., BER A., GOGOLEK W., PIOTROWSKA K., 2008 — Mapa Geologiczna Polski 1:500 000, arkusz SE. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- MROCZEK P., 2014 — Wpływ budowy geologicznej i ukształtowania terenu na historyczną i współczesną zabudowę Lublina. *Przegląd Geologiczny* (w druku).

-
- ROZWAŁKA A., 1997 — Lubelskie wzgórze staromiejskie w procesie formowania średniowiecznego miasta. Wyd. Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin.
- RODZOŚ J., GAWRYSIAK L., BOCHRA A., 2005 — Rzeźba terenu a organizacja przestrzeni miejskiej Lublina. *Annales UMCS*, ser. B, **60**, 2: 35–45.
- ROZWAŁKA A., NIEDŹWIADEK R., STASIAK M., 2006 — Lublin wczesnośredniowieczny: studium rozwoju przestrzennego. Fundacja na Rzecz Nauki Polskiej, Wyd. Trio, Warszawa.
- SUPERSON J., RODZIK J., REDER J., 2014 — Natural and human influence on loess gully catchment evolution: A case study from Lublin Upland, E Poland. *Geomorphology*, **212**: 28–40.



Organizatorzy:



UMCS
WYDZIAŁ NAUK O ZIEMI
I GOSPODARCE PRZESTRZENNEJ

ISBN 978-83-7863-312-9

