

SPIS RZECZY

MUZEUM GEOLOGICZNE

Izabela PLOCH: Zapis zmian klimatycznych w osadach górnego walanżynu Nizy Polskiego	3
---	---

ODDZIAŁ DOLNOŚLĄSKI

Stefan CWOJDZIŃSKI: Geoturystyczne mapy drogowe — nowy typ przewodników geologicznych	5
---	---

ODDZIAŁ GÓRNOŚLĄSKI

Ryszard HABRYN, Anna CHMURA, Zbigniew BUŁA, Monika JACHOWICZ, Marek MARKOWIAK, Rafał SIKORA: Wstępne wyniki badań w otworze Trojanowice-2	7
Bogumił GAJOWIEC, Jadwiga WAGNER, Joanna CUDAK, Lidia RAZOWSKA-JAWOREK, Igor BRODZIŃSKI, Michał ROLKA, Marcin ZEMBAL: Warunki hydrogeologiczne w granicach arkuszy: Chrzanów (971), Krzeszowice (972), Jaworzno (944) na podstawie wykonanych arkuszy map seryjnych w skali 1:50 000	9
Justyna BUGAŁA: Dorobek naukowy pracowników Oddziału Górnośląskiego w latach 1996–2006	11
Anna CHMURA, Lidia RAZOWSKA-JAWOREK, Sylwester WILANOWSKI, Sławomir WILK: Analiza hydrograficzna i wyznaczenie obszarów zagrożonych na terenie Sosnowca	16
Martyna GUZIK: Stan zanieczyszczenia wód podziemnych azotanami w zlewni górnej Liswarty	17
Anna CHMURA, Lidia RAZOWSKA-JAWOREK, Zbigniew KACZOROWSKI, Marcin ZEMBAL, Sławomir WILK, Michał ROLKA, Urszula MAZUREK: Geoprzestrzenny model informacji hydrogeologicznej zaprojektowany dla administracji regionalnej	18
Krzysztof LASON: Tło geochemiczne wendyjskich i sylurskich skał z zachodniej części bloku małopolskiego	19
Paweł WOŹNIAK: Działalność edukacyjna prowadzona przez Oddział Górnośląski Państwowego Instytutu Geologicznego w latach 1997–2007	21
Jadwiga WAGNER, Zbigniew KACZOROWSKI, Piotr LISZKA, Bogumił GAJOWIEC: Pierwszy poziom wodonośny w rejonie Częstochowy.	21
Martyna GUZIK, Piotr LISZKA, Andrzej PACHOLEWSKI: Rozwój sieci obserwacyjno-badawczej wód podziemnych w świetle wymagań stawianych Państwowej Służbie Hydrogeologicznej	23
Katarzyna STRZEMIŃSKA: Europejska Sieć Ekologiczna NATURA 2000 w Polsce	24
Jadwiga WAGNER, Halina POMIANOWSKA: Jakość wód w wybranych odcinkach doliny Wisły.	25

ODDZIAŁ KARPACKI

Leszek JANKOWSKI, Robert KOPCIOWSKI, Wojciech RYŁKO: Mapa geologiczna obszarów przygranicznych Ukrainy i Rumunii w skali 1:200 000	27
Izabela LASKOWICZ, Izabela KRZAK: Prognoza oddziaływania na środowisko modernizowanej sieci układu drogowego dla gminy Miasto Kraków	27
Andrzej SZYDŁO, Barbara OLSZEWSKA, Małgorzata JUGOWIEC-NAZARKIEWICZ, Tomasz MALATA, Piotr NESCIERUK, Janusz SKULICH: Zapis paleontologiczny rozwoju sedimentacji w strefie śląsko-podśląskiej na przełomie kredy dolnej i górnej	28
Barbara OLSZEWSKA: Elementy planktoniczne w zespołach mikroskamieniałości z utworów epikontynentalnych górnego jury i dolnej kredy Polski południowej i ich znaczenie dla interpretacji paleośrodowiskowej tych utworów.	29
Paweł MARCINIEC, Wojciech GRANOSZEWSKI, Ziemowit ZIMNAL: Wiek i geneza młodoczwartorządowych osadów organogenicznych w strefie progu Pogórza Karpackiego w rejonie Rzeszowa	30
Józef CHOWANIEC, Bogusław PORWISZ, Barbara OLSZEWSKA: Wstępne wyniki badań geologicznych otworu Dobrowoda G-1 w rejonie Buska Zdroju	31
Andrzej ZUBER, Józef CHOWANIEC, Bogusław PORWISZ, Joanna NAJMAN: Geneza wody mineralnej nawierconej w otworze Dobrowoda G-1 w rejonie Buska Zdroju	32

Michał KRAWCZYK: Kontakt strefy krynickiej płaszczowiny magurskiej z jednostką Grajcarka i pienińskim pasem skałkowym w rejonie Jaworek (polskie Karpaty zewnętrzne)	34
Jakub CZERWIEC: Budowa geologiczna płaszczowiny śląskiej w okolicach Wisły i Jablunkowa	35

ODDZIAŁ ŚWIĘTOKRZYSKI

Jan MALEC: Profil z pogranicza warstw świętomarskich, pokrzywiańskich i nieczulickich w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich	37
Maria KULETA, Marta SZUNKE, Stanisława ZBROJA: Archiwum fotografii geologicznej Oddziału Świętokrzyskiego Państwowego Instytutu Geologicznego	38
Wiesław TRELA, Jan MALEC: Zapis izotopowy zdarzenia Hangenberg (górný dewon) w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich	39
Jan MALEC, Maria KULETA: Analiza litofacyjna i petrograficzna szarogłazów syluru warstw niewachlowskich z Niestachowa	40
Wiesław TRELA, Halina WOJTYNA: Stanowiska przyrody nieożywionej między Wiórami a Nietuliskiem (NE obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich)	42
Andrzej ROMANEK: Mechanizm powstawania deformacji glaciektonicznych w osadach kenozoicznych okolic Gorzowa Wielkopolskiego	42
Jan PRAŻAK: Zmiany stanów zwierciadła wód podziemnych na obszarach wyżynnych na przykładzie zlewni rzeki Kamiennej	44
Sylwester SALWA: Charakterystyka żył kwarcowo-chlorytowych i ich stosunek do deformacji tektonicznych w fyllicach z Podmachoc w Górach Świętokrzyskich	45
Katarzyna MACHOWSKA: Występowanie i hydrodynamika pierwszego poziomu wodonośnego na obszarze arkusza Kielce	46
Zbigniew SZCZEPANIK: Kambryjskie zespoły akritarchowe z formacji łupków z Kamieńca w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich	48
Halina WOJTYNA: Historia górnictwa naftowego na obszarze arkusza Ustrzyki Dolne <i>Mapy geosrodowiskowej Polski</i> w skali 1:50 000	49
Halina WOJTYNA: Pomniki przyrody nieożywionej na obszarze arkusza Lesko <i>Mapy geosrodowiskowej Polski</i> w skali 1:50 000	51
Jan MALEC, Maria KULETA: Zróznicowanie litofacyjne i petrograficzne osadów warstw świętomarskich dewonu środkowego Gór Świętokrzyskich	51
Jan MALEC: Osady kambru w kamieniołomie Podwiśniówka	53
Jan MALEC: Osady chaotycznych spływów grawitacyjnych w kambrze z rejonu Wiśniówki	55
Jerzy GAŁOŁ: Niemiecki geolog i wiertnik August Rost (?–1856) i jego działalność w Polsce	56

ODDZIAŁ GEOLOGII MORZA

Danuta TROKOWICZ: Wpływ hałdy fosfogipsów i sposobu jej „rekultywacji” na środowisko i eutrofizację Zatoki Gdańskiej	59
Tomasz WOŹNIAK: Tektonika utworów paleozoicznych i mezozoicznych w rejonie Zagnańska (NW część Gór Świętokrzyskich)...61	
Jarmila KRZYMIŃSKA, Jolanta PARUCH-KULCZYCKA, Radosław PIKIES: Nowe stanowiska występowania zespołów otwornic w morskich osadach plejstocentrycznych na obszarze Dolnego Powiśla	62
Anna SZELEWICKA, Mirosław LIDZBARSKI: Pierwszy poziom wodonośny w rejonie Gdańska	62
Lesław MIL: Wykorzystanie metod sejsmoakustycznych do rozpoznania procesów geodynamicznych podbrzeża pomiędzy Ustką a Władysławowem	64

UZUPEŁNIENIE

Lidia SOBOL, Andrzej WOJTKOWIAK, Karol ZAWISTOWSKI: Trendy i zagrożenia wynikające z eksploatacji wód podziemnych województwa dolnośląskiego	65
Janusz BADURA, Bogusław PRZYBYLSKI, Andrzej WIŚNIEWSKI: Kiedy pradoliną wrocławsko-bremeńską płynęła Odra? Klucz do zrozumienia zjawisk geologicznych zachodzących w środkowym zlodowaczeniu wisły na Dolnym Śląsku	65

MUZEUM GEOLOGICZNE

Izabela PLOCH

Zapis zmian klimatycznych w osadach górnego walanżynu Niżu Polskiego

We wczesnej kredzie basen polski był częścią basenu centralnoeuropejskiego. Okresowo wpływy oceanu Tetydy znaczały się przez połączenie na południu, a wpływy morza borealnego przez połączenie na północy. W centralnej i północno-zachodniej części basenu polskiego dominowała sedymencja silikoklastyczna, natomiast w części południowo-wschodniej — węglanowa. Badania osadów dolnej kredy oparte są głównie na materiale z wierceń. Jednym z nielicznych odsłonień dolnokredowych skał jest wyrobisko w Wąwale (północno-wschodnie skrzydło niecki tomaszowskiej), gdzie odsłaniają się głównie ilaste osady walanżynu. Szczegółowe badania osadów górnego walanżynu pozwoliły powiązać ich zapis ze zmianami zachodzącymi w północnym szelfie Tetydy. W profilu Wąwala ilość ziaren glaukonitu stopniowo wzrasta w osadach górnego walanżynu. W najwyższej części górnego walanżynu (poziom *triptychoides*) najliczniejsze występowanie ziaren glaukonitu współwystępuje z koncentracją muszli amonitów i małży (z charakterystycznym poziomem nagromadzenia dużych, ostrygowatych małży). Osady tej warstwy mogą wskazywać na zwolnienie tempa sedymencji. Wyższa część profilu wykształcona jest jako fosforyt z glaukonitem i licznymi krzemionkowymi igłami gąbek. Warstwa fosforytu została częściowo zerodowana. Sekwencja osadów zakończona warstwą fosforytu jest podobna do powtarzającej się sukcesji osadów w północnej części Tetydy, interpretowanej jako zapis globalnego wzrostu sedymencji fosforanów powiązanego z szybkim ociepleniem klimatu (Föllmi *et al.*, 1994; Föllmi, 1996). Wielkość i czas erozji warstwy fosforanowej w Wąwale są trudne do oszacowania. Następny poziom z cienką warstwą syderytu ilastego z glaukonitem jest przykryty około dwumetrową warstwą piaskowca glaukonitowego.

W dyskusji brali udział: U. Hara, J. Grabowski, T. Woroncowa-Marcinowska i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 4 stycznia 2007 r.

ODDZIAŁ DOLNOŚLĄSKI

Stefan CWOJDZIŃSKI

Geoturystyczne mapy drogowe — nowy typ przewodników geologicznych

Omawiany przewodnik geoturystyczny jest efektem realizacji umowy zawartej w 2005 r. pomiędzy Ministrem Środowiska, Narodowym Funduszem Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej oraz Państwowym Instytutem Geologicznym dotyczącej wykonania pracy pt.: *Geoturystyczne mapy drogowe Polski w skalach 1:10 000–1.25 000 — opracowanie metodyki (tomu pilotażowego)*.

Celem tematu było opracowanie pilotażowego tomu nowej serii wydawniczej. Seria ta będzie składać się z przewodników geologicznych po Polsce ukierunkowanych na coraz popularniejszą turystykę samochodową. Pilotażowy, pierwszy tom serii został opracowany na obszarze Dolnego Śląska — jednego z najbardziej interesujących z geologicznego punktu widzenia regionów Polski.

W ramach realizacji tematu zebrano informacje geologiczne, środowiskowe, ekologiczne i turystyczne dla głównej trasy drogowej Nysa–Złoty Stok–Łądek Zdrój–Kłodzko–Nowa Ruda–Wałbrzych–Kamienna Góra–Kowary–Jelenia Góra (około 200 km) oraz dla 6 tras bocznych, wyznaczono 51 punktów dokumentacyjnych, wykonano dokumentację fotograficzną odsłoneń i krajobrazów na całej trasie przewodnika. Zaproponowano także zespół map geoturystycznych opartych na *Szczegółowej mapie geologicznej Sudetów* w skali 1:25 000 zrzutowanych na cieniowany relief powierzchni Ziemi. Na takie tło naniesiono treść geoturystyczną — trasę wycieczek, punkty dokumentacyjne i widokowe oraz podstawowe informacje geologiczne, omówione bardziej szczegółowo w tekście przewodnika.

Rejon dolnośląski, jeden z najciekawszych w Polsce z punktu widzenia budowy geologicznej, ma długą tradycję przewodników geologicznych, zarówno po całym regionie jak i po jego częściach. W okresie niemieckim wydano kilka takich przewodników m.in. *Geologischer Führer durch das Riesengebirge* G. Güricha (Berlin, 1900), który był *de facto* przewodnikiem geologicznym po całym regionie dolnośląskim. W okresie powojennym opracowano m.in.: *Region Gór Bardzkich. Przewodnik dla geologów* (Oberc, 1957), *Sudety Środkowe i Wschodnie. Przewodnik* (Walczak, 1962), *Sudety Zachodnie. Przewodnik* (Steć, 1965), *Przekroje geologiczne przez Polskę. Sudety* (Grocholski, 1967), *Przewodnik geologiczny po Sudetach* (praca zbiorowa pod. red. Grocholskiego, 1969), *Przewodnik geologiczny po Parku Krajobrazowym Chełmy na Pogórzu Kaczawskim* (Grocholski, Wiśniewski, 1995). W ostatnich latach Państwowy Instytut Geologiczny opracował i wydał, zwykle we współpracy z Czeską Służbą Geologiczną, serię map geologicznych dla turystów (*Park Krajobrazowy Chełmy*, 1995, *Masyw Śnieżnika*, 1997, *Góry Stołowe-Adrspach*, 1999), w toku opracowania jest mapa Gór Bystrzyckich i Orlickich oraz Gór Opawskich. Mapy geologiczne dla turystów są zaopatrzone w teksty objaśniające stosunki geologiczne na obszarze całych jednostek. Przewodniki te i mapy cieszyły się i cieszą dużym powodzeniem, są one jednak w większości przewidziane dla turystyki pieszej. Rozwój motoryzacji i turystyki samochodowej, a jednocześnie wzrost zainteresowania społeczeństwa przyrodą, w tym także geologią, skłania do wprowadzenia na rynek nowego typu przewodników geologicznych. Tzw. geologia drogowa jest popularna w Stanach Zjednoczonych. Amerykańska Służba Geologiczna od wielu lat wydaje serię przewodników pod nazwą *Road Geology* (Geologia Drogowa). Omawiana jest w nich budowa geologiczna wzdłuż tras drogowych z uwzględnieniem punktów widokowych, na których zwykle założone są parkingi.

Trasa przewodnika przebiega przez różne jednostki geologiczne Sudetów, jest pełna punktów widokowych, a w jej pobliżu leżą znane odsłoneń, obiekty pogórnice itp. Przewodnik składa się ze wstępu z ogólną charakterystyką budowy geologicznej jednostek przecinanych przez trasę wycieczki oraz z części zasadniczej stanowiącej opis trasy, kolejnych, proponowanych punktów wycieczkowych — odsłoneń naturalnych i sztucznych, punktów widokowych, obiektów po-

górnictwa godnych uwagi. Jest zaopatrzony w liczne fotografie oraz mapy geologiczne (geoturystyczne), trasy z zaznaczonymi punktami dokumentacyjnymi i widokowymi. Zawiera także informacje turystyczne i historyczne. Całość opracowana jest w sposób przystępny dla czytelników interesujących się naukami o Ziemi, lecz niekoniecznie zawodowych geologów. Autorem tekstu przewodnika, z wyjątkiem rozdziału: Wschodnia osłona granitów Karkonoszy — metamorfik Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego (Wieściszowice–Rędziny–Czarnów–Pisarzowice–Leszczyniec–Ogorzelec–Przełęcz Kowarska–Góra Sulica–Przełęcz Okraj–Kowary), który został opracowany przez W. Kozdroja, jest S. Cwojdzński.

Praca jest opublikowana w postaci tomu pilotażowego w nakładzie 3000 egz. w języku polskim i angielskim, i jako taka będzie stanowić podstawę metodyczną dla całej serii przewodników geologicznych Polski.

W dyskusji brali udział: H. Kościówko, L. Sawicki i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 24 kwietnia 2007 r.

ODDZIAŁ GÓRNOŚLĄSKI

Ryszard HABRYN, Anna CHMURA, Zbigniew BUŁA, Monika JACHOWICZ, Marek MARKOWIAK,
Rafał SIKORA

Wstępne wyniki badań w otworze Trojanowice-2

Otwór Trojanowice-2 w Zielonkach, powiat krakowski, został wykonany w 2006 roku na zlecenie Ministerstwa Środowiska w ramach realizacji zadania badawczego pt. „Zintegrowany program płytkich wierceń badawczych dla rozwiązania istotnych problemów budowy geologicznej Polski”. Był pierwszym z dwóch zaprojektowanych otworów wiertniczych dla rozwiązania Problemu nr 10 (Geologiczno-strukturalne rozpoznanie strefy rozłamu Kraków–Lubliniec na odcinku krakowskim) wspomnianego wyżej zadania, którego celem było:

- sprawdzenie wiarygodności przedstawionego przez Bułę (2000) poglądu dotyczącego kontaktu bloku górnośląskiego i małopolskiego na północnych peryferiach Krakowa;
- zbadanie utworów starszego paleozoiku i prekambriu w sąsiedztwie strefy rozłamowej Kraków–Lubliniec oddzielającej bloki górnośląski i małopolski;
- prześledzenie rozwoju sedymentacyjno-diastryficznego utworów prekambryjskich, dolnopaleozoicznych i mezozoicznych w tym obszarze;
- wykazanie różnic i podobieństw w ewolucji strukturalnej utworów starszych od miocenu, występujących w krawędziowych częściach bloków górnośląskiego i małopolskiego;
- wyznaczenie granicy pomiędzy w/w jednostkami tektonicznymi oraz określenie jej geometrii wgłębnej na badanym odcinku.

Pełnordzeniowany otwór Trojanowice-2 o głębokości 602,0 m został szczegółowo sprofilowany i opracowany, w zakresie niezbędnym dla wykonania dokumentacji otworowej. W trakcie wiercenia zrealizowane zostały badania hydrogeologiczne oraz geofizyki otworowej. Sporządzono również pełną dokumentację fotograficzną rdzeni, a rdzeń wiertniczy został przekazany do Centralnego Archiwum Geologicznego (Magazyn Rdzeni w Kielnikach).

Wyniki wiercenia Trojanowice-2 wskazują, że otwór ten spełnił założenia projektowe i prawidłowo został zlokalizowany w krawędziowej części bloku górnośląskiego. Nawiercono w nim utwory kambriu dolnego subholmiowego charakterystyczne dla tego rejonu, których brak jest w zachodniej części bloku małopolskiego. Budowa geologiczna okazała się jednak o wiele bardziej skomplikowana niż zakładano w projekcie. Pod monoklinalnie zalegającymi utworami jury środkowej i górnej rozpoznano 200 m kompleks dolomitów środkowego dewonu i podścielający go blisko 40-metrowy kompleks klastycznych osadów dewonu dolnego. W nawiązaniu do wyników wiercenia Trojanowice-1 położonego na NW od otworu Trojanowice-2 i innych otworów wykonanych w rejonie Krakowa można przyjąć, że stwierdzone w otworze Trojanowice-2 utwory dewońskie wypełniają wschodnią część rowu krzeszowickiego. Z powyższego wynika m.in., że założenia tektoniczne rowu krzeszowickiego należy wiązać z ruchami waryscyjskimi, a nie z alpejskimi, jak zakładano dotychczas. Zaprojektowana głębokość (600 m) okazała się niewystarczająca do osiągnięcia w otworze Trojanowice-2 prekambryjskiego podłoża. Zgodnie z założeniami przedstawionymi przez Bułę (2000) otwór Trojanowice-1 jak i wykonany obecnie Trojanowice-2 usytuowane są w północnej części zrębu Rzeszotar zbudowanego z archaicznych skał krystalicznych, lokalnie przykrytych podobnymi litologicznie do stwierdzonych w w/w otworach osadami kambriu dolnego subholmiowego o miąższości do kilkudziesięciu metrów (np. otwór Wiśniowa 6). Istniejące dane pozwalają przypuszczać, że na północnych peryferiach Krakowa, wierząc otwór o głębokości ok. 1000 m można osiągnąć pod dolnym kambrem prekambryjskie (archaiczne) skały krystaliczne.

Otwór wiertniczy Trojanowice-2 przyniósł również wymierne korzyści ekonomiczne. Wierceniem tym natrafiono na nieznany dotąd na tym obszarze wysokowydajny dewoński poziom wodonośny o naporowym zwierciadle wody i samowypływie rzędu kilkudziesięciu m³/h. Współdziałanie geologów z Oddziału Górnośląskiego Państwowego Instytutu Geologicznego w Sosnowcu, władz Gminy Zielonki oraz pracowników Departamentu Geologii w Ministerstwie Środowi-

ska spowodowało, że otwór ten został zaadaptowany jako otwór studzienny S-3 i włączony do systemu wodociągowego Gminy Zielonki.

Uproszczony profil litologiczno-stratygraficzny wiercenia Trojanowice-2 przedstawia się następująco:

Głębokość [m]	Opis litologiczny
H o l o c e n	
0,0–4,0	Gliny ilaste z domieszką rumoszu skał węglanowych.
M i o c e n (Baden)	
4,0–69,5	Iłowce i iły szarozielone, odcinkami z domieszką glaukonitu, lokalnie z konkrecjami pirytowymi oraz okruchami wapieni i krzemieni.
K r e d a g ó r n a (Turon)	
69,5–71,5	Margle jasnobrązowe z nieregularnymi przewarstwieniami iłu jasnoszarozielonego oraz otoczkami wapieni.
J u r a g ó r n a (Oksford)	
71,5–127,6	Wapienie skaliste, mikrytowe i mikrytowo-sparytowe, jasnobrązowe (beżowe) z licznymi stylolitami, przekładane w najwyższej części interwału kilkudziesięciocentymetrowymi pakietami nieco marglistymi, w spągu z wkładkami wapieni kredowatych.
127,6–179,5	Wapienie kredowate, mikrytowo-sparytowe, jasnobieżowe, odcinkami z dużą ilością szarych i czarnych buł krzemienych o wielkości do kilkunastu centymetrów, z dużą ilością szczątków gąbek i pojedynczymi amonitami.
179,5–257,0	Wapienie skaliste, mikrytowo-sparytowe i sparytowe, barwy jasnobieżowej (prawie białej), z dużym nagromadzeniem szczątków gąbek, z licznymi stylolitami, miejscami zlewne, miejscami mikroporowate.
257,0–272,0	Wapienie mikrytowo-sparytowe, barwy jasnobieżowej (kremowej), uławicone (20–30 cm) z licznymi szczątkami gąbek i ciemnoszarymi krzemieniami.
J u r a ś r o d k o w a	
Kelowej	
272,0–294,8	Piaskowce kwarcowe o spoiwie węglanowym, jasnobrązowożółte i szare, drobno i średnioziarniste, lokalnie z drobnymi wkładkami piaskowca gruboziarnistego i zlepieńca, w stropie gruz żółtych wapieni piaszczystych.
Baton	
294,8–306,0	Piaskowce drobnoziarniste, szare, o spoiwie ilastym, z przewarstwieniami mułowców, z detrytusem roślinnym.
306,0–312,2	Iłowce o zmiennym zabarwieniu, pstre, barwy od żółto-brązowej poprzez czerwono-brązową do jasnoszarozielonej.
D e w o n ś r o d k o w y	
312,2–483,7	Dolomity ciemnoszare i szare, mikrytowe i mikrytowo-ziarniste, porowate, miejscami kawerniste, bitumiczne, odcinkami laminowane pod kątem 15–20°, silnie spękane, z licznymi, nieregularnymi mikrożyłkami wypełnionymi kalcytem, dolomitom lub substancją ilasto-marglistą.
483,7–519,1	Dolomity margliste, czarne, mikrytowe i drobno-sparytowe, nieregularnie spękane, odcinkami (do 0,3 m) brekcje tektoniczne, z licznymi przemazami czarnej substancji ilastej.
D e w o n d o l n y	
Ems/eifel?	
519,1–526,7	Mułowce szare z odcieniem popielatym, z drobnymi wkładkami piaskowca drobnoziarnistego, ze skupieniami pirytu, warstwowane pod kątem około 40°.
526,7–544,2	Piaskowce kwarcowe szare, szaroróżowe do rdzawych, drobno- i średnioziarniste.
Ems	
544,2–557,5	Mułowce ciemnoszare z przewarstwieniami jasnoszarego piaskowca drobnoziarnistego, z dość licznymi skamieniałościami śladowymi.
K a m b r d o l n y (Subholmia)	
557,5–602,0	Mułowce laminowane iłowcami, szarozielone i szare, z cienkimi, często wyklinowującymi się przewarstwieniami drobnoziarnistego piaskowca o spoiwie węglanowym, warstwowane pod kątem 25–35°.

W dyskusji brali udział: Z. Kaczorowski, M. Karwasiecka, L. Razowska-Jaworek, A. Pacholewski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 10 maja 2007 r.

Bogumił GAJOWIEC, Jadwiga WAGNER, Joanna CUDAK, Lidia RAZOWSKA-JAWOREK, Igor BRODZIŃSKI, Michał ROLKA, Marcin ZEMBAL

Warunki hydrogeologiczne w granicach arkuszy: Chrzanów (971), Krzeszowice (972), Jaworzno (944) na podstawie wykonanych arkuszy map seryjnych w skali 1:50 000

Baza danych GIS *Mapy hydrogeologicznej Polski* w skali 1:50 000 — „Pierwszy poziom wodonośny występowanie i hydrodynamika”, jest kolejnym etapem prac nad bazą danych MhP 1:50 000 po ukończeniu pierwszej arkuszowej edycji mapy (realizowanej w latach 1996–2004).

Celem prac nad bazą danych MhP jest spełnienie przez nią wymogów jakie wobec hydrogeologicznych systemów informacji stanowią zapisy ustawy Prawo wodne oraz wskazania Ramowej Dyrektywy Wodnej UE.

Pierwszy poziom wodonośny (w/g Instrukcji) to pierwsza od powierzchni warstwa wodonośna lub zespół warstw wodonośnych, wykazujących dobrą łączność hydrauliczną. W szczególnym przypadku — jeżeli warstwy te wykazują miąższość ponad 5 m, wodoprzewodność ponad 50 m²/24 godz. i wydajność potencjalną studni wierconej ponad 5 m³/24 godz. — pierwszy poziom wodonośny jest jednocześnie użytkowym poziomem wodonośnym, a gdy ponadto stanowi podstawowe źródło zaopatrzenia w wodę podziemną o dominującym zasięgu i zasobności — jest on także głównym użytkowym poziomem wodonośnym.

W schematyzacji warunków hydrogeologicznych na potrzeby *Mapy hydrogeologicznej Polski* przyjmuje się, że warstwa lub zespół warstw wodonośnych, wchodzących w skład pierwszego poziomu wodonośnego, posiada średnią wodoprzepuszczalność $k \geq 3$ m/24 godz., łączną miąższość $M \geq 2$ m (przy średnim stanie retencji) oraz wykazuje ciągłość występowania (z dokładnością schematyzacji hydrogeologicznej właściwą dla mapy w skali 1:50 000) na obszarze $A > 2$ km².

Podstawowe kryteria wydzielenia jednostek PPW (pierwszy poziom wodonośny):

- Wskazanie rejonów o określonej charakterystyce warunków hydrogeologicznych.
- Wyróżnienie pierwszego poziomu wodonośnego jako: (a) główny użytkowy poziom wodonośny (G); (b) nie będący głównym użytkowym poziomem wodonośnym (P).
- Określenie charakteru zwierciadła PPW oznaczonego na podstawie zasięgu hydroizohips zwierciadła swobodnego i zwierciadła napiętego PPW.
- Określenie wydzielenia litologicznego stanowiącego podstawę do wydzielenia odrębnej jednostki obejmującej dany typ utworów wodonośnych.
- Określenie geomorfologii w celu wskazania położenia jednostki w określonej strefie hydrodynamicznej układu krążenia wód podziemnych.
- Określenie wieku stratygraficznego utworów w celu powiązania rozciągłości PPW z formą przestrzenną występowania utworów określonego wieku.

Teren obejmujący arkusz Jaworzno znajduje się w obrębie województwa śląskiego i małopolskiego. Na *Mapie hydrogeologicznej Polski* 1:50 000 wyznaczono w obrębie arkusza następujące piętra wodonośne:

Czwartorzędowe — GZWP Biskupi Bór (nr 453) związane z różnoziarnistymi piaskami z wkładkami żwirów i rumoszy.

Triasowe — GZWP Olkusz–Zawiercie (nr 454) i GZWP Chrzanów (nr 452) związane z utworami wapienia muszlowego (trias środkowy), retu oraz środkowego i dolnego pstręgo piaskowca (trias dolny). Podstawowe znaczenie mają poziomy wodonośne wapienia muszlowego i retu, zbudowane z dolomitów i wapieni tworzących serię węglanową triasu.

Permskie — zalegające bezpośrednio na powierzchni karbonu w sposób nieciągły. Utwory permu są wykształcone w postaci tufów, tufitów oraz zlepieńców serii myślachowskiej czerwonego spągowca.

Górnokarbońskie — piętro wodonośne związane z kompleksem krakowskiej serii piaskowcowej oraz podrzędnie serii paralicznej. Są to piaskowce i zlepienie o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów, izolowane od siebie warstwami skał słaboprzepuszczalnych.

W obrębie arkusza Jaworzno autorzy wyznaczyli 12 jednostek PPW:

1 **p,ż/r zSP Q** — zbudowana z piaszczysto-żwirowych osadów zalegających na utworach karbonu.

2 **do,w/wz zs (n)G T2,1** — leżąca w obrębie GZWP Olkusz–Zawiercie (nr 454) oraz GZWP Chrzanów (nr 452), triasowy poziom wodonośny zbudowany z dolomitów i wapieni.

3 **p/r zSP Q** — czwartorzędowy poziom wodonośny związany z piaszczystymi osadami wypełniającymi doliny współczesnych rzek oraz starsze wcięcia erozyjne.

4 **p,ż/ r zSP Q** — czwartorzędowy poziom wodonośny związany z piaskami i żwirami akumulacji wodnolodowcowej.

5 **w/wz znG T3** — wodonośne osady triasu górnego.

6 **p,ż/dz zSP Q** — piaski gruboziarniste i średnioziarniste, żwiry i mułki tarasów zalewowych.

- 7 **do,w/r zSG T2,1** — wodonośne utwory triasu dolnego i środkowego, dolomity i wapienie zalegające w obrębie doliny rzecznej.
- 8 **p/d zSG Q** — leżąca w obrębie GZWP Biskupi Bór (nr 453), zbudowane głównie z wodonośnych piasków czwartorzędowych. W spągu tego poziomu występują słaboprzepuszczalne utwory czwartorzędowe wykształcone w postaci glin oraz ilaste utwory karbonu i permu.
- 9 **ozi/wp zSG Pz** — tufy i tufity oraz zlepienie serii myślachowskiej połączone hydraulicznie z wodonośnym piętrzem karbonu.
- 10 **p,ż/wz zSG Q** — utwory wodonośne: piaski i żwiry plejstocenu i holocenu.
- 11 **p,ż/rs zSP Q** — jednostka związana z utworami neogenu i czwartorzędu, pierwszy poziom występuje zaraz pod powierzchnią terenu na głębokości poniżej 5 m.
- 12 **p,w/wz zww Q-J** — stanowi połączenie wodonośnych utworów czwartorzędu i jury, są to piaski czwartorzędowe oraz spękane i skrasowiałe margle górnej jury.

Obszar arkusza Jaworzno jest silnie przeobrażony antropogenicznie. Warunki występowania PPW są zróżnicowane ze względu na skomplikowaną budowę geologiczną i morfologię terenu. Obszar arkusza jest silnie uprzemysłowiony i zurbanizowany, w związku z czym nakładają się tu wszystkie negatywne skutki działalności górniczej i przemysłu. Drenaż górniczy powoduje zmianę charakteru rzek (Sztola i Żabnik) z drenującego na infiltracyjny, obniżenie zwierciadła wód podziemnych, a nawet całkowity jego zanik, wskutek zarówno odwodnień górniczych, jak też uaktywnienia podziemnych przepływów w kanałach i szczelinach krasowych. Działalność kopalni piasku powoduje zagrożenie dla środowiska naturalnego (zjawisko posuszu, gdy poziom wód podziemnych znajduje się poniżej systemu korzeniowego). Eksploatacja górnicza ZG „Sobieski” powoduje powstanie na powierzchni terenu deformacji nieciągłych w postaci rozległych niecek osiadania, co odbija się na stosunkach wodnych panujących w czwartorzędowym piętrze wodonośnym. W studniach zlokalizowanych w jednostkach PPW, położonych poza zasięgiem drenażu kopalnianego, zaobserwowano spadek zwierciadła wody, czego powodem może być susza hydrologiczna obserwowana w ostatnich latach na obszarze południowej Polski.

Na obszarze arkusza Krzeszowice warunki występowania PPW są wyjątkowo zróżnicowane. Wynika to ze skomplikowanej budowy geologicznej, tektoniki i morfologii terenu. Stąd wydzielono 23 jednostki pierwszego poziomu wodonośnego.

Poziom czwartorzędowy ma znaczenie PPW w rejonie północnym arkusza w dolinie Rudawy i jej dopływów (9 p,ż/dz zSP Q), w południowo-zachodnim obszarze arkusza w dolinie Wisły (16 p_d/dn zSGQ, 17 p,ż/dz zSG Q), we wschodnim obszarze arkusza w dolinie Sanki (9 p,ż/dz zSP Q, 23 p,ż/d zSG Q) oraz na południu arkusza (13 p,pc/wp zSGQ-C₃, 14 p/wp zS(n)P Q, 15 p/rs zS(n)P Q, 16 p_d/dn zSG Q, 17 p,ż/dz zSG Q, 22 p,ż/rs zSG Q). Lokalny spływ wód podziemnych we wszystkich w/w jednostkach odbywa się w kierunku do rzek. Regionalny spływ wód odbywa się w kierunku do Wisły. Układ hydroizohips PPW na obszarze arkusza wskazuje na więź hydrauliczną poziomu czwartorzędowego z wodami powierzchniowymi.

Poziom czwartorzędowy ma znaczenie PPW na obszarze trzeciorzędowych rowów tektonicznych: rowu Krzeszowic na północy arkusza (7 p/wp zSP Q, 8 p/rs zSP Q), rowu Cholerzyn–Półwieś (14 p/wp zS(n)P Q, 16 p_d/dn zSGQ, 8 p/rs zSP Q, 17 p,ż/dz zSG Q), rowu Rybnej i południowej części zapadliska Nieporaz–Brodla (14 p/wp zS(n)P Q, 8 p/rs zSP Q, 10 w/wp zS(n)G J_{3,2}). Zasilanie wód podziemnych odbywa się na całej powierzchni ich występowania. Drenaż naturalny odbywa się ku rzekom i potokom, sztuczny: podczas eksploatacji wód podziemnych w studniach oraz odwadniania kamieniołomów. W północnej części arkusza wyznaczono jednostki hydrogeologiczne odpowiadające jednostkom wydzielonym w skałach węglanowych i litych klastycznych w mezozoiku i paleozoiku, zgodnie z jednostkami wydzielonymi na MhP. Są to: 1 ozi/wp zSG Pz, 2 do,w/wz zSG T_{2,1}, 3 w,do/wp zS(n)G T_{2,1}-Pz, 4 w/wz zSG Pz, 5 w,pc/wp zS(n)G J_{3,2}-Pz, 6 w/wz zSG J_{3,2}, 19 w/wz zSP Pz.

Ponieważ na tym obszarze występuje wyjątkowo duże zróżnicowanie geologiczne (tektoniczne, stratygraficzne i litologiczne) ośrodka skalnego mającego znaczenie hydrogeologiczne jako PPW, dlatego nie wydzielono dużej ilości jednostek o zbyt małej powierzchni tylko jednostki paleozoiku (Pz) (w tym karbon dolny, facje: wapienia węglowego, kulmu — C₁; karbon górny — C₃; dewon górny i środkowy — D_{3,2}; perm — P).

Rozpoznanie głównych poziomów użytkowych na *Mapie hydrogeologicznej Polski* pozwoliło na identyfikację PPW w rejonach wykazujących analogiczny reżim warunków hydrogeologicznych, z uszczegółowieniem zwierciadła wody na rok 2005.

W północnej części obszaru arkusza, w czynnych kamieniołomach prowadzona jest eksploatacja złóż: wapieni „Czatkowice”, porfiru i diabazu „Zalas”, diabazu „Niedźwiedzia Góra”, andezytu „Nielepice” i „Dubie”, obecnych w utworach paleozoiku, gdzie prowadzone jest lokalne odwodnienie. W części zachodniej, jako główny występuje poziom wodonośny związany z utworami triasu środkowego i górnego, w części środkowej dominują: jura górna i trias środkowy, wykształcone jako wapienie i dolomity, pocięte licznymi uskokami często drożnymi dla wody. Układ hydroizohips związany jest z morfologią terenu, z rejonu wzniesień następuje spływ wód w kierunku dolin, czego dowodem są liczne źródła. W północno-zachodniej części obszaru arkusza reżim wód w utworach karbonu górnego został znacznie zaburzony poprzez drenaż górniczy w byłych kopalniach „Krystyna” i „Siersza”. Spowodowało to obniżenie

położenia zwierciadła wody oraz zdegradowanie jakości wód w głębokich poziomach karbonu. Piętrzenie wód w starych zrobach w/w kopalni aż do powierzchni terenu trwa nadal. Ponadto drenaż górniczy trwa w złożu „Czatkowice”.

W dyskusji brali udział: Z. Kaczorowski, A. Pacholewski, B. Ptak i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 17 maja 2007 r.

Justyna BUGAŁA

Dorobek naukowy pracowników Oddziału Górnośląskiego w latach 1996–2006

Niniejsze opracowanie ma na celu statystyczno-porównawcze zestawienie dorobku naukowego pracowników Oddziału Górnośląskiego w latach 1996–2006. Podstawą opracowania są:

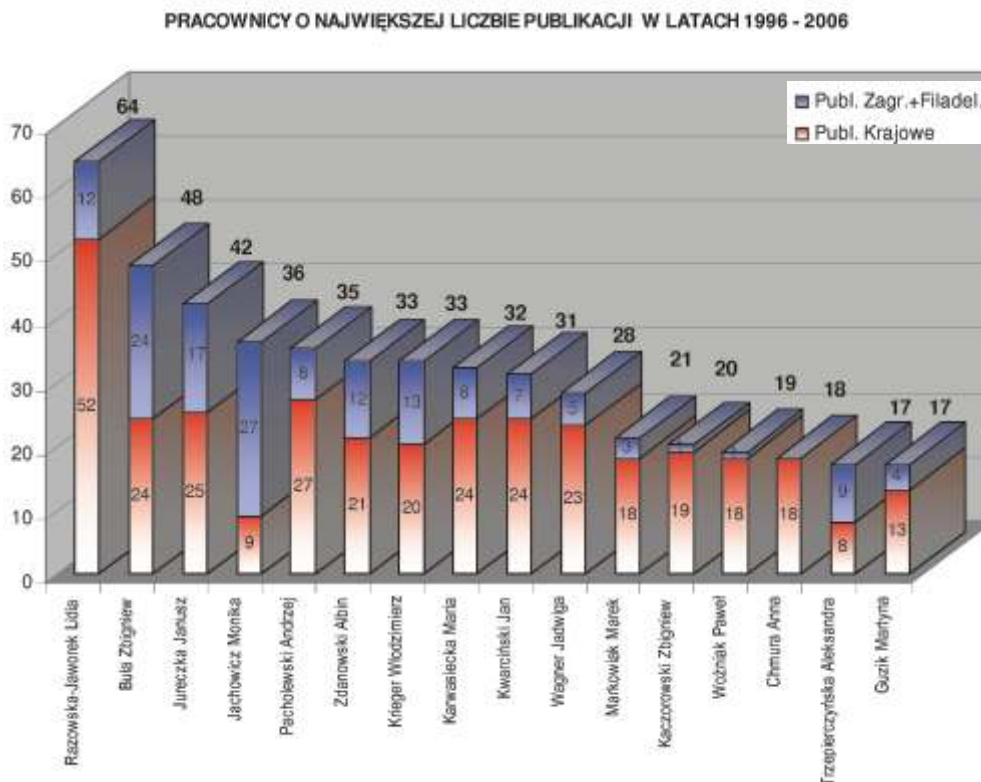
- materiały źródłowe jakimi dysponuje biblioteka (wypisy prowadzone w ciągu każdego roku ze wszystkich publikacji, które są prenumerowane, zakupione, pochodzące z przydziału z Wydawnictw PIG, materiałów konferencyjnych lub publikacji z darów);
- Bibliografia Geologiczna Polski dostępna na stronie internetowej PIG;
- uzupełnienia indywidualne autorów.

Autorzy zostali zaszerzegowani w 4 grupach w zależności od stopnia naukowego:

- grupa doktorów;
- grupa asystentów;
- grupa pracowników badawczo-technicznych;
- grupa pracowników inżynierjno-technicznych.

Dorobek naukowy pracowników każdej z tych grup został usystematyzowany w kategoriach:

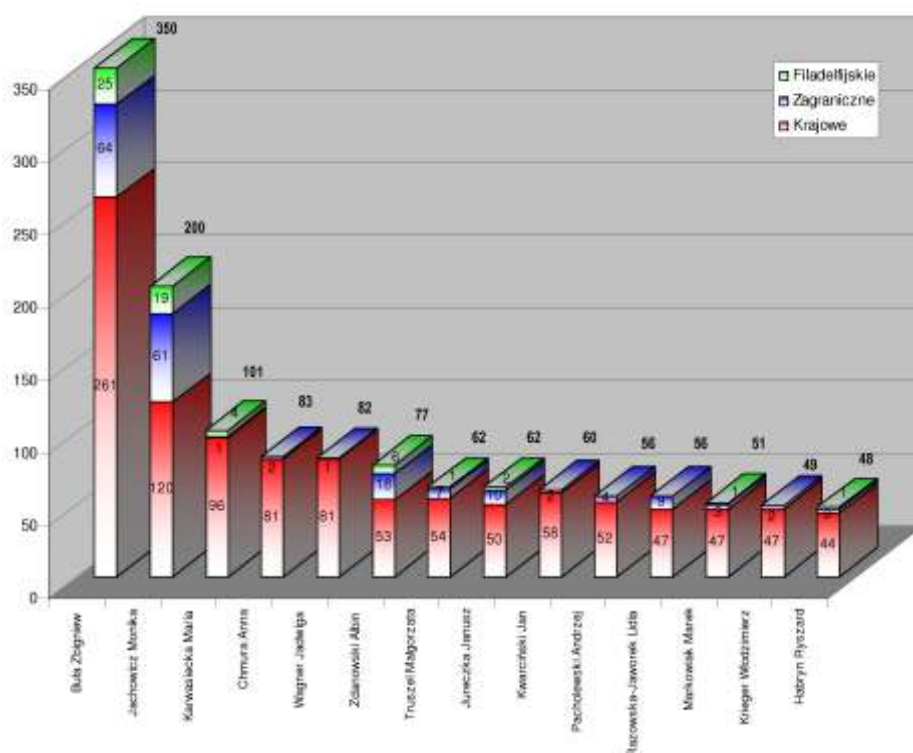
1. Publikacje i cytowania — krajowe i zagraniczne z podziałem na autorskie i współautorskie oraz oddzielnie publikacje i cytowania w czasopiśmie z tzw. listy filadelfijskiej;



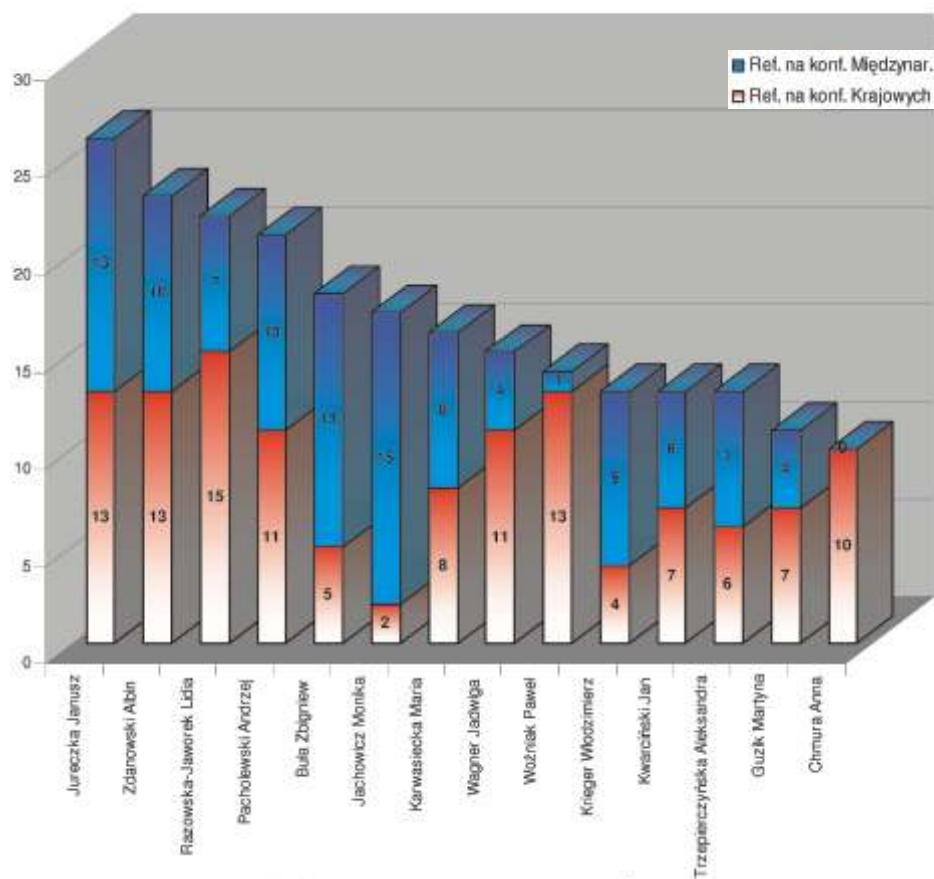
Publikacje krajowe i zagraniczne wszystkich pracowników w latach 1996–2006

L.p.	Nazwisko i imię	Publikacje krajowe	Publikacje zagraniczne + z tzw. listy filadelfijskiej	Razem
1	Brodziński Igor	2	0	2
2	Buła Zbigniew	24	24	48
3	Chmura Anna	18	0	18
4	Cudak Joanna	5	1	6
5	Dominiak Sławomir	0	0	0
6	Formowicz Robert	4	2	6
7	Gajowiec Bogumił	8	2	10
8	Gałka Marek	12	1	13
9	Guzik Martyna	13	4	17
10	Habryn Ryszard	6	1	7
11	Haisig Janusz	6	0	6
12	Jachowicz Monika	9	27	36
13	Jurczak-Drabek Anna	14	1	15
14	Jureczka Janusz	25	17	42
15	Kaczorowski Zbigniew	19	1	20
16	Karwasiecka Maria	24	8	32
17	Krieger Włodzimierz	20	13	33
18	Kwarciński Jan	24	7	31
19	Lasoń Krzysztof	8	5	13
20	Liszka Piotr	7	3	10
21	Markowiak Marek	18	3	21
22	Pacholewski Andrzej	27	8	35
23	Ptak Barbara	7	1	8
24	Razowska-Jaworek Lidia	52	12	64
25	Rolka Michał	13	0	13
26	Sikora Rafał	2	0	2
27	Strzemińska Katarzyna	9	0	9
28	Truszel Małgorzata	12	3	15
29	Trzepierczyńska Aleksandra	8	9	17
30	Wagner Jadwiga	23	5	28
31	Wantuch Anna	2	0	2
32	Wilanowski Sylwester	5	0	5
33	Wilk Sławomir	9	0	9
34	Woźniak Paweł	18	1	19
35	Zdanowski Albin	21	12	33
36	Zemba Marcin	8	3	11

**PRACOWNICY O NAJWIĘKSZEJ LICZBIE CYTOWAŃ W LITERATURZE KRAJOWEJ I
ZAGRANICZNEJ W LATACH 1996 - 2006**



PRACOWNICY Z NAJWIĘKSZĄ LICZBĄ REFERATÓW W LATACH 1996 - 2006



Cytowania wszystkich pracowników w literaturze krajowej i zagranicznej w latach 1996–2006

Lp.	Nazwisko i imię	Publikacje krajowe				Publikacje zagraniczne				Publikacje z tzw. listy filadelfijskiej			
		Publ. aut.	Publ. współ.	Razem	Cyto- wania	Publ. aut.	Publ. współ.	Razem	Cyto- wania	Publ. aut.	Publ. współ.	Razem	Cyto- wania
1	Brodziński Igor		2	2				0					
2	Buła Zbigniew	6	18	24	261	1	14	15	64		9	9	25
3	Chmura Anna	2	16	18	81			0	2				
4	Cudak Joanna		5	5	2		1	1	2				
5	Dominiak Sławomir			0				0					
6	Formowicz Robert		4	4			2	2					
7	Gajowiec Bogumił	1	7	8	41		2	2	1	0	0	0	
8	Gałka Marek	5	7	12	16		1	1					
9	Guzik Martyna	2	11	13	15		4	4	3				
10	Habryn Ryszard		6	6	44		1	1	3				1
11	Haisig Janusz	1	5	6	39			0					
12	Jachowicz Monika	4	5	9	120	5	13	18	61	2	7	9	19
13	Jurczak-Drabek Anna	9	5	14	39	1		1				0	3
14	Jureczka Janusz	10	15	25	50	4	13	17	10				2
15	Kaczorowski Zbigniew	1	18	19	2		1	1					
16	Karwasiecka Maria	13	11	24	96	4	4	8	1			0	4
17	Krieger Włodzimierz	4	16	20	47		12	12	2		1	1	
18	Kwarciański Jan	4	20	24	58	2	5	7	2				
19	Lasoń Krzysztof	4	4	8	18	1	3	4	3		1	1	1
20	Liszka Piotr		7	7	13		3	3	3				
21	Markowiak Marek	3	15	18	47		3	3	3				1
22	Pacholewski Andrzej	6	21	27	52	1	7	8	4				
23	Ptak Barbara	5	2	7	17	1		1				0	2
24	Razowska-Jaworek Lidia	23	29	52	47	4	7	11	9	1		1	
25	Rolka Michał	1	12	13				0					
26	Sikora Rafał	3	2	5				0					
27	Strzemińska Katarzyna	7	3	10	3			0					
28	Truszel Małgorzata	7	5	12	54		2	2	7		1	1	1
29	Trzepierzynska Aleksandra	8		8	16	4	3	7	1	1	1	2	2
30	Wagner Jadwiga	7	16	23	81	1	4	5	1			0	
31	Wantuch Anna	2		2									
32	Wilanowski Sylwester		5	5	30			0					
33	Wilk Sławomir		9	9	3			0					
34	Woźniak Paweł	12	6	18	23	1		1	2				
35	Zdanowski Albin	7	14	21	53	2	10	12	18			0	6
36	Zembał Marcin		8	8	20		3	3	3				

Aktywność naukowa wszystkich pracowników w latach 1996–2006

Lp.	Nazwisko i imię	Referaty wygłoszone na konferencjach krajowych	Referaty wygłoszone na konferencjach międzynarodowych	Razem
1	Brodziński Igor	1	0	1
2	Buła Zbigniew	5	13	18
3	Chmura Anna	10	0	10
4	Cudak Joanna	2	1	3
5	Dominiak Sławomir	0	0	0
6	Formowicz Robert	3	1	4
7	Gajowiec Bogumił	2	1	3
8	Gałka Marek	4	1	5
9	Guzik Martyna	7	4	11
10	Habryn Ryszard	3	1	4
11	Haisig Janusz	4	0	4
12	Jachowicz Monika	2	15	17
13	Jurczak-Drabek Anna	4	1	5
14	Jureczka Janusz	13	13	26
15	Kaczorowski Zbigniew	4	2	6
16	Karwasiecka Maria	8	8	16
17	Krieger Włodzimierz	4	9	13
18	Kwarciński Jan	7	6	13
19	Lasoń Krzysztof	1	4	5
20	Liszka Piotr	3	3	6
21	Markowiak Marek	3	2	5
22	Pacholewski Andrzej	11	10	21
23	Ptak Barbara	3	1	4
24	Razowska-Jaworek Lidia	15	7	22
25	Rolka Michał	3	1	4
26	Sikora Rafał	2	0	2
27	Strzezińska Katarzyna	2	1	3
28	Truszel Małgorzata	3	2	5
29	Trzepierzynska Aleksandra	6	7	13
30	Wagner Jadwiga	11	4	15
31	Wantuch Anna	0	0	0
32	Wilanowski Sylwester	3	0	3
33	Wilk Sławomir	2	1	3
34	Woźniak Paweł	13	1	14
35	Zdanowski Albin	13	10	23
36	Zemba Marcin	5	3	8

Sumaryczne zestawienie publikacji i cytowań krajowych oraz zagranicznych wszystkich grup pracowników w latach 1996–2006

Lp.	Rodzaj grupy	Publikacje krajowe			Publikacje zagraniczne			Publikacje z tzw. listy filadelfijskiej		
		autorskie	współautorskie	cytowania	autorskie	współautorskie	cytowania	autorskie	współautorskie	cytowania
1	Doktorzy i asystenci	94	116	843	24	62	166	4	19	63
2	Pracownicy bad.-tech.	36	107	361	4	29	15	0	1	0
3	Pracownicy inż.-tech.	27	106	184	4	27	24	0	0	4
RAZEM		157	329	1388	32	118	205	4	20	67

Sumaryczne zestawienie aktywności naukowej wszystkich grup pracowników w latach 1996–2006

Lp.	Rodzaj grupy	Konferencje krajowe			Konferencje międzynarodowe			Komitety organizacyjne	Przew. sesjom
		ref. autorskie	ref. współautorskie	udział	ref. autorskie	ref. współautorskie	udział		
1	Doktorzy i asystenci	27	46	132	21	52	74	32	15
2	Pracownicy bad.-tech.	23	40	75	5	26	26	10	2
3	Pracownicy inż.-tech.	10	36	73	4	25	28	21	0
RAZEM		60	122	280	30	103	128	63	17

2. Aktywność naukowa — obejmuje referaty wygłoszone na konferencjach krajowych oraz o randze międzynarodowej z podziałem na referaty autorskie i współautorskie; udział w konferencjach oraz udział w komitetach organizacyjnych, przewodniczenie sesjom, a także działalność popularyzacyjną;

3. Posiedzenia Naukowe w latach 2002–2006 — referaty autorskie i współautorskie, udział w posiedzeniach.

Ponadto została opracowana tabela zbiorcza dla wszystkich grup pracowników w wymienionych kategoriach. Część statystyczna tabel została zaprezentowana w formie graficznej.

Przedstawione dane są obciążone pewnym błędem, znacznie mniejszym w przypadku publikacji, ale o wiele większym jeśli chodzi o cytowania, co jest związane z brakiem dostępu do wielu tytułów zagranicznych jak również częściowo polskich.

W wygłoszonym referacie każda grupa pracowników została oddzielnie omówiona i zilustrowana wykresami. Streszczenie zawiera tabele i wykresy zbiorcze.

W dyskusji brali udział: M. Guzik, R. Habryn, A. Pacholewski, L. Razowska-Jaworek, R. Sikora, K. Strzezińska, J. Wagner, P. Woźniak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 20 czerwca 2007 r.

Anna CHMURA, Lidia RAZOWSKA-JAWOREK, Sylwester WILANOWSKI, Sławomir WILK

Analiza hydrograficzna i wyznaczenie obszarów zagrożonych na terenie Sosnowca

Na posiedzeniu przedstawiono wyniki prac wykonanych na zamówienie Urzędu Miasta Sosnowiec, które obejmowały przygotowanie opracowania graficznego, tabelarycznego i tekstowego zawierającego informacje oraz analizy w zakresie problematyki wód powierzchniowych i przemysłowego zagospodarowania powierzchni terenu w obszarze administracyjnym miasta Sosnowiec.

Analizy stanu sieci hydrograficznej dokonano na podstawie materiałów archiwalnych i wizji terenowej. Przedmiotem inwentaryzacji były: koryta cieków i związana z nimi infrastruktura inżynierska: mosty drogowe i kolejowe, kładki, rurociągi, wyloty kanałów ściekowych, jazy, progi wodne, wodowskazy oraz wypełnione wodą zagłębienia terenu i zbiorniki przemysłowe. Prace terenowe polegały na ustaleniu aktualnego stanu obiektów i ich lokalizacji na mapie w skali 1:10 000. W sumie zweryfikowano i przeanalizowano 470 obiektów w tym: zrzuty — 113, rurociągi — 35, mosty drogowe, kolejowe i kładki dla pieszych — 119, infrastruktura hydrotechniczna — 24, zbiorniki wodne i odwodnienia przemysłowe — 179. Zgromadzoną informację uporządkowano w komputerowej bazie danych, którą można uzupełniać i weryfikować według zgłaszanych zmian w czasie. Aktualne warunki hydrologiczne nie odzwierciedlają naturalnego reżimu rzek, a przeobrażenia powierzchni terenu przez człowieka spowodowały powstanie sztucznej sieci hydrograficznej: rowy i kanały oraz zbiorniki wodne: zapadliskowe, wyrobiskowe, przemysłowe i socjalne. Elementem towarzyszącym wodom powierzchniowym jest infrastruktura komunikacyjna, inżynierska oraz hydrotechniczna zabudowa koryt cieków i zbiorników przemysłowych. W obszarze miasta, które podlega w ostatnich latach bardzo dużym zmianom, dynamiczny jest również obraz sieci hydrograficznej. Zamieszczona w opracowaniu inwentaryzacja obiektów wodnych pozwala na podjęcie działań w kierunku likwidacji pewnych obiektów, uporządkowania w zakresie praw własności i ustalenia kompetencji różnych podmiotów, a także podjęcia decyzji o kontroli i monitorowaniu wybranych obiektów.

Analizę obszarów zagrożonych oparto na inwentaryzacji i opisie aktualnego stanu obiektów, które potencjalnie zagrażają użytkowym poziomom wodonośnym — są to wysypiska odpadów komunalnych, przemysłowych, budowlanych i mieszanych oraz zwałowiska odpadów pogórnictwa. Do obszarów zagrożonych zaliczono, także obszary predysponowane do osuwania się mas ziemnych i skalnych. Zinwentaryzowano 60 obiektów: 18 składowisk odpadów komunalnych i przemysłowych, 26 zwałowisk odpadów pogórnictwa i 16 obszarów predysponowanych do osuwania mas ziemnych i skalnych. Zgromadzoną informację uporządkowano w komputerowej bazie danych, a zewidencjonowane obszary zlokalizowano na mapie w skali 1:10 000. Rozpoznanie obszarów zagrożonych pozwoli w przyszłości na planowanie przedsięwzięć i podejmowanie decyzji zmierzających do likwidowania różnorodnych zagrożeń. Dotyczy to szczególnie składowisk i zwałowisk zlokalizowanych w wyrobiskach piasku, które nie posiadają izolacyjnego podłoża i zagrażają wodom podziemnym. Natomiast w obrębie wszystkich terenów przeznaczonych pod zabudowę, a położonych w obszarach zagrożonych osuwaniem mas ziemnych i skalnych, powinno się wprowadzić obowiązek opracowania ekspertyzy geologiczno-inżynierskiej z analizą stateczności zbocza, ustalającej warunki posadowienia oraz sposoby zabezpieczenia obiektów przed ewentualnymi skutkami zjawisk osuwiskowych.

W dyskusji brali udział: E. Kulesz, J. Wagner, S. Wilanowski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 30 sierpnia 2007 r.

Martyna GUZIK

Stan zanieczyszczenia wód podziemnych azotanami w zlewni górnej Liswarty

Obszar badań, leży na pograniczu Wyżyny Śląsko-Krakowskiej i Niziny Śląskiej. Pod względem administracyjnym, zlewnia górnej Liswarty prawie w całości leży na terenie województwa śląskiego. Omawiany obszar jest słabo zaludniony i zurbanizowany. Przeważają lasy — około 60% omawianego terenu oraz pola uprawne. Na pozostałym obszarze dominuje intensywna gospodarka hodowlana oraz tereny zabudowane. Znaczna część ludności korzysta z szamb, których stan techniczny często nie odpowiada wymaganym dziś standardom. Do rzadkości należą ekologiczne, przydomowe oczyszczalnie ścieków. Taki rodzaj zagospodarowania terenu stwarza duże zagrożenie dla jakości wód podziemnych.

Utwory czwartorzędowe, będące szczególnie przedmiotem badań, tworzą zwartą pokrywę w centralnej i zachodniej części rozpatrywanego obszaru oraz w obniżeniach dolin rzecznych. W części południowo-wschodniej brak jest osadów plejstocénskich. Na pozostałym obszarze miąższość osadów czwartorzędowych wynosi od 10–15 m, a w dolinach rzek osiąga 30–40 m.

Badania hydrogeologiczne oraz opróbowanie wód podziemnych do badań fizyczno-chemicznych wykonano w piezometrach badawczych odwierconych na terenach intensywnie nawożonych, w studniach gospodarskich w obszarach zabudowanych oraz studniach wierconych.

Wyniki badań terenowych i laboratoryjnych opracowano w oparciu o następujące metody badawcze:

- Modelowanie hydrodynamiczne programem *MODFLOW 4.0*, w celu określenia czasu i kierunków przepływu wód podziemnych;
- Modelowanie hydrogeochemiczne programem *PHREEQC*, w celu określenia specjacji azotu w wodach oraz obliczenia wskaźnika nasycenia SI względem określonych faz mineralnych;
- Opracowanie statystyczne wykonano przy użyciu programu *STATISICA*;
- Wizualizacji wyników badań dokonano przy użyciu programu *AQUACHEM 5.0*.

Badania pozwoliły na zweryfikowanie wielkości zasilania oraz umożliwiły określenie kierunków i czasu przepływu wód podziemnych, a tym samym dopływu konserwatywnych azotanów do tych wód. Ustalono, że najkorzystniejsze parametry hydrogeologiczne mają piaszczysto-żwirowe osady rzeczne, znajdujące się w dolinie Liswarty oraz w dolinach potoków Jeżowskiego i Kochanowskiego.

Najwyższe stężenia azotanów daje się zauważyć w płytkich wodach podziemnych ze studzien kopanych. Podobnie jest w wodach z piezometrów zlokalizowanych na terenie pól uprawnych, stężenia azotanów znacznie przekraczają stężenia podane w obowiązujących w Polsce przepisach sanitarnych. W wodach głębszych studzien wierconych, zawartość azotanów nie przekracza zwykle stężenia 25 mg NO₃/l, istnieją również głębsze ujęcia wód podziemnych, mające wody trwale skażone azotanami. Stężenie azotanów w wodach ze studzien w Sierakowie, Ciasnej czy Lisowie przekraczają granicę 50 mg/l i wykazują trend wzrostowy.

Kierunek przemian związków azotu w wodach podziemnych jest uzależniony od warunków utleniająco-redukcyjnych. Podstawowymi procesami kształtującymi chemizm wód podziemnych, przy udziale azotu, są nityfikacja oraz proces do

niego odwrotny zwany denitryfikacją. Proces nityfikacji przebiega w środowisku o wysokim potencjale redoks i jest dwustopniowym procesem przemiany azotu amonowego do azotanów.

Przeprowadzone modelowanie hydrogeochemiczne pozwoliło na przedstawienie podstawowych form występowania azotu w wodzie (specjacji) w warunkach równowagi jonowej. Modelowanie wykonano dla wybranych punktów badawczych, zlokalizowanych w obrębie poligonu badawczego w miejscowości Zborowskie.

Dominującą formą występowania azotu w omawianych wodach jest jon azotanowy, występujący w znaczących ilościach. Jego stężenie, wyrażone za pomocą molalności, w badanych wodach jest najbardziej znaczące i mieści się w granicach od $8,140 \cdot 10^{-4}$ do $6,306 \cdot 10^{-3}$. Stężenia pozostałych form azotu są zdecydowanie niższe, nawet o kilka rzędów. Ładunek określonej specjacji azotu ulega zmianom w czasie i w przestrzeni. Azot występujący w formie azotanów łatwo ulega wymywaniu i jest wynoszony do wód podziemnych.

Przyczyną zanieczyszczenia wód w obszarach wiejskich są najczęściej źle zabezpieczone gnojowiska, ścieki pochodzenia rolniczego oraz obecność szamb na terenie gospodarstw, często nieszczelnych i w złym stanie technicznym. Wysokie zagrożenie wymywania azotanów do wód podziemnych stwarza intensywne rolnictwo. Na podstawie przeprowadzonych badań oszacowano, że azotany na badanym terenie są stabilne i osiągają znaczne stężenia w strefie od 0,0 do 10 m. Poniżej tej strefy zawartość azotanów stopniowo spada. Brak azotanów w wodach podziemnych może świadczyć również o pochodzeniu tych wód sprzed okresu intensywnego stosowania nawozów w rolnictwie.

W dyskusji brali udział: Z. Kaczorowski, P. Liszka, A. Pacholewski, L. Razowska-Jaworek, J. Wagner, B. Ptak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 4 października 2007 r.

Anna CHMURA, Lidia RAZOWSKA-JAWOREK, Zbigniew KACZOROWSKI, Marcin ZEMBAL, Sławomir WILK, Michał ROLKA, Urszula MAZUREK

Geoprzestrzenny model informacji hydrogeologicznej zaprojektowany dla administracji regionalnej

Na posiedzeniu zaprezentowano projekt systemu informacji przestrzennej o środowisku wodnym, który wykonano dla Starostwa Powiatowego w Gliwicach. Prace zrealizowano w zakresie zgromadzenia danych i opracowania map tematycznych, które przeniesiono na zapis cyfrowy. Przestrzeń elektroniczną systemu zorganizowano w postaci plików warstw tematycznych o atrybutach punktowych, liniowych i obszarowych wraz z precyzyjną lokalizacją punktów źródłowych i stworzoną z nią bazą danych. System składa się z ponad 100 warstw, z których dla Zamawiającego stworzono 14 map tematycznych odwzorowujących stan występowania, zagrożenia i ochrony wód podziemnych oraz mapę dokumentacyjną połączoną z bazą danych źródłowych. Rozpoznane obiekty zostały zestawione w 9 tabelach połączonych z mapami tematycznymi, w układzie terytorium gminy i z numeracją odrębną dla każdej gminy. Taki układ tworzy otwartą przestrzeń, która pozwala aktualizować dane oraz sporządzać różne analizy i raporty o stanie środowiska wód podziemnych.

Stworzony geoprzestrzenny model informacji hydrogeologicznej zapisany na nośniku cyfrowym jest pierwszym w województwie śląskim i będzie stanowił część składową powiatowego systemu informacji przestrzennej. Zamawiający będzie z niego korzystał wyświetlając na ekranie warstwy mapy, według wybranego zestawienia oraz wyświetlania zestawień danych przypisanych do atrybutów punktowych. Dzięki zastosowaniu narzędzi informatycznych, łatwym i poprawnym staje się gromadzenie i porządkowanie nowych obiektów, a całość zgromadzonego materiału stanowi zasoby do wykorzystania w procesie decyzyjnym przez urzędników starostwa gliwickiego.

Prezentację zakończono pokazem przykładowego wykorzystania baz danych, plików warstw tematycznych zintegrowanych z częścią tabelaryczną w relacyjną bazę danych, wskazując na zasady przetwarzania danych i możliwości pozyskiwania informacji z systemu w celu ochrony środowiska wód podziemnych.

W dyskusji brali udział: B. Gajowiec, A. Bartyzel, A. Pacholewski, A. Zdanowski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 11 października 2007 r.

Krzysztof LASOŃ

Tło geochemiczne wendyjskich i sylurskich skał z zachodniej części bloku małopolskiego

W wendyjskim i sylurskim podłożu obszaru krakowsko-lublinieckiego, w pobliżu strefy kontaktów bloku górnośląskiego i małopolskiego, występują liczne przejawy mineralizacji polimetalicznej związane z waryscyjskim kwaśnym magmatyzmem.

W celu poznania normalnego rzędu zawartości pierwiastków w badanych kompleksach skalnych oraz wyliczenia na tej podstawie wartości granic anomalii pierwiastków, konieczne jest wykonanie analiz chemicznych próbek pobranych z rejonów oddalonych od stref mineralizacji, aureoli geochemicznych wokół tych stref oraz obszarów przeobrażeń hydrotermalnych skał.

Do badań geochemicznych pobrano 61 próbek: 31 próbek skał wendyjskich z 19 otworów położonych pomiędzy Żarkami, Zawierciem i Krocycami oraz 30 próbek skał sylurskich z 17 otworów położonych pomiędzy Żarkami a Koziegłowami.

Określenia normalnego rzędu zawartości pierwiastków (średniej wartości tła geochemicznego) oraz dolnych granic anomalii przypuszczalnych i pewnych badanych pierwiastków w obu kompleksach skalnych dokonano za pomocą graficznej analizy statystycznej, polegającej na analizie krzywych kumulacyjnych wykreślonych na siatce prawdopodobieństwa. Obliczone dla 49 pierwiastków wartości tła geochemicznego oraz dolne granice anomalii przypuszczalnych i anomalii pewnej dla skał wendyjskich i sylurskich przedstawia tabela 1.

Tabela 1

Wartości tła geochemicznego oraz dolnych granic anomalii pewnych 49 składników w skałach wendyjskich i sylurskich

Pierwiastek	W E N D		S Y L U R	
	Tło geochemiczne [tg]	Dolna granica anomalii pewnej $tg + 3S [tg \epsilon^3]$	Tło geochemiczne [tg]	Dolna granica anomalii pewnej $tg + 3S [tg \epsilon^3]$
SiO ₂ [%]	59,65	65,78	60,25	65,44
Al ₂ O ₃ [%]	17,62	21,22	17,20	21,34
MgO [%]	2,88	3,84	2,81	4,50
Na ₂ O [%]	2,30	4,94	0,619	2,26
K ₂ O [%]	3,58	5,50	3,87	5,34
Fe ₂ O ₃ [%]	7,22	9,50	6,66	9,06
FeO [%]	3,12	6,00	3,48	6,12
TiO ₂ [%]	0,883	1,132	0,824	0,944
CaO [%]	0,855	2,46	1,36	4,59
MnO [%]	0,133	0,247	0,184	0,457
P ₂ O ₅ [%]	0,141	0,252	0,128	0,209
SO ₃ [%]	0,017	1,731	0,141	1,029
LOI [%]	3,86	6,53	5,68	8,64
F [%]	0,0085	0,2161	0,0050	0,2330
Cl [%]	0,020	0,030	0,020	0,029
TOC [%]	0,081	0,232	0,192	0,345
CO ₂ [%]	0,37	2,08	1,67	5,24
Ag ppm	0,510	0,840	0,650	0,870
As ppm	2,88	14,91	20,4	46,9
Au ppm	0,0011	0,0041	0,0015	0,0210
Ba ppm	389	895	331	928
Be ppm	3,15	4,80	3,45	5,58
Bi ppm	0,26	0,81	0,30	0,39
Br ppm	3,50	5,60	3,70	6,10
Ce ppm	78,0	131	83,0	125,0

T a b e l a 1

Pierwiastek	W E N D		S Y L U R	
	Tłó geochemiczne [tg]	Dolna granica anomalii pewnej tg + 3S [tg ϵ^3]	Tłó geochemiczne [tg]	Dolna granica anomalii pewnej tg + 3S [tg ϵ^3]
Co ppm	13,1	20,9	16,4	24,8
Cr ppm	41,5	73,0	70,5	99,0
Cu ppm	22,0	289	38,0	77,0
Ga ppm	21,2	27,5	20,4	25,0
Hf ppm	5,70	9,30	5,20	8,80
Hg ppm	0,002	0,016	0,022	0,058
La ppm	34,0	77,5	34,5	61,5
Li ppm	74,1	170	72,4	135
Mo ppm	0,25	0,62	1,72	3,46
Nb ppm	16,5	21,9	15,2	20,3
Ni ppm	31,0	46,0	50,0	74,0
Pb ppm	9,44	77,8	28,8	116
Rb ppm	138	216	152	191
Sb ppm	1,09	4,63	2,10	13,1
Sn ppm	3,20	4,70	3,10	4,60
Sr ppm	64,6	209	70,8	186
Te ppm	0,04	0,16	0,09	0,16
Th ppm	11,1	18,3	11,4	20,4
U ppm	2,50	6,85	3,15	6,75
V ppm	94,0	139	134	179
W ppm	1,87	10,9	2,44	8,07
Y ppm	32,4	64,8	26,6	38,0
Zn ppm	132	264	135	465
Zr ppm	214	301	191	247

LOI — strata prażenia, TOC — substancja organiczna, S — odchylenie standardowe; ϵ — antylogarytm S

Z danych zestawionych w tabeli 1 wynika, że niezmiennione skały wendyjskie i sylurskie różnią się od siebie pod względem składu chemicznego. Szczególnie wyraźne różnice obserwuje się w wartościach tła i dolnych granic anomalii: As (10-krotnie niższe tło w skałach wendyjskich) i Mo (7-krotnie niższe tło w skałach wendyjskich). Na uwagę zasługują również różnice w wartościach tła: CaO, CO₂, LOI (wyższe w skałach sylurskich), substancji organicznej (dwukrotnie wyższe wartości w skałach sylurskich), Pb, Sb, Au, Hg, Bi (wyższe zawartości w skałach sylurskich), Ni, Co, Cr, V, Rb i Sr (wyższe zawartości w sylurze) oraz Y i Zr (lekko wyższe zawartości w skałach wendyjskich).

W dyskusji brali udział: R. Habryn, M. Markowiak, A. Pacholewski, M. Truszel, J. Wagner i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 25 października 2007 r.

Paweł WOŹNIAK

Działalność edukacyjna prowadzona przez Oddział Górnośląski Państwowego Instytutu Geologicznego w latach 1997–2007

W ciągu wieloletniego okresu działalności sali ekspozycyjnej w Oddziale Górnośląskim Państwowego Instytutu Geologicznego, podejmowana jest systematyczna i aktywna współpraca z instytucjami zajmującymi się różnorodnymi formami edukacji młodzieży na terenie Sosnowca i województwa śląskiego. Zreorganizowana w 1994 r. wystawa stała na terenie oddziału obejmuje kolekcję geologiczną skał, skamieniałości i minerałów oraz flory i fauny karbońskiej. Organizujemy, także ekspozycje dydaktyczne (w tym poza OG PIG), prezentujemy zbiory osób prywatnych, grup miłośników geologii oraz ekspozycje wypożyczone z Muzeum Geologicznego PIG w Warszawie. W latach 1997–2007, przygotowano 33 wystawy oraz salę ekspozycyjną, którą zwiedziło 236 wycieczek — głównie uczniowie szkół podstawowych, gimnazjów, szkół ponadgimnazjalnych, studenci (WNoZ UŚ, AGH, Wydział Biologii UŚ) oraz osoby prywatne.

Działalność nasza nie ogranicza się tylko do oprowadzania wycieczek. Uczestniczymy w przygotowywanych przez nauczycieli autorskich programach nauczania, prowadzimy lekcje geologii, wygłaszamy referaty popularnonaukowe dla uczniów wszystkich typów szkół, studentów, miłośników nauk o Ziemi i nauczycieli (w sumie w latach 1997–2007 wygłoszono 169 referatów). W każdej odwiedzanej szkole nawiązywany jest kontakt z uczniami zafascynowanymi geologią. Z myślą o nich, przygotowaliśmy popularnonaukowe publikacje i foldery. Bierzymy udział w „Dniach nauk matematyczno-przyrodniczych”, organizowanych przez szkoły na terenie Sosnowca.

Nasza oferta edukacyjna adresowana jest także do „Internautów”. Na oficjalnej stronie internetowej Oddziału Górnośląskiego PIG utworzono m.in. dział „Sala ekspozycyjna” podzielony na kilka witrzyn: „Ekspozycja stała”, „Oddział Górnośląski w szkole”, „Konkursy”, „Wskreszenie nosorożca włochatego”, „Kącik młodego geologa” — dział prezentujący zbiory i sylwetki uczniów, redagowany przy współpracy młodzieży kolekcjonującej skamieniałości i minerały. Przygotowane przez pracowników OG PIG artykuły popularnonaukowe, zamieszczone są także na stronie Muzeum Geologicznego PIG w Warszawie, w witrynie „Dla kolekcjonerów”. Ciekawą formą edukacji geologicznej są opracowane w 2005 r. „Internetowe lekcje środowiskowo-geologiczne”. OG PIG przygotował temat związany ze zjawiskami krasowymi „Woda najwspanialszy rzeźbiarz Ziemi”.

Jednym z ważniejszych przedsięwzięć związanych z edukacją geologiczną młodzieży jest zainicjowany i organizowany przez OG PIG od 2000 r. konkurs w ramach „Obchodów Dni Ziemi”. Impreza podzielona jest na dwie części: konkurs plastyczny dla uczniów szkół podstawowych i konkurs wiedzy dla uczniów gimnazjów i szkół ponadgimnazjalnych. Z roku na rok bierze w niej udział coraz więcej uczniów. Dzięki współpracy pracowników odpowiedzialnych za prowadzenie sal ekspozycyjnych i muzealnych w oddziałach regionalnych PIG (Dolnośląskim, Górnośląskim, Karpackim i Świętokrzyskim), udało się przeprowadzić w 2004 r. konkurs pod hasłem „Pejzaże pradawnej Ziemi” dla obszaru południowej Polski. Biorąc pod uwagę doświadczenie w organizacji tego typu imprez, Oddział Górnośląski PIG był głównym koordynatorem prac związanych z realizacją podjętego zadania. Szósta edycja konkursu plastycznego i siódma konkursu wiedzy objęła już swoim zasięgiem cały kraj — ogólnopolski finał organizowany jest w Muzeum Geologicznym PIG w Warszawie. Reprezentanci regionu śląskiego zawsze znajdują się w czołówce finału ogólnopolskiego. Od 2007 r. konkurs plastyczny ma charakter międzynarodowy.

Celem konkursu jest upowszechnianie wiedzy o georóżnorodności oraz o dziedzictwie naturalnym i ochronie przyrody nieożywionej poprzez zachęcanie młodzieży do pogłębienia swojej wiedzy z dziedziny nauk o Ziemi i w związku z tym podniesienia świadomości ekologicznej społeczeństwa. Impreza ta sprzyja, także zacieśnianiu więzów koleżeńskich między uczestnikami zmagają finałowych i półfinałowych.

W dyskusji brali udział: K. Strzezińska, A. Zdanowski i prelent.

Posiedzenie odbyło w dniu 15 listopada 2007 r.

Jadwiga WAGNER, Zbigniew KACZOROWSKI, Piotr LISZKA, Bogumił GAJOWIEC

Pierwszy poziom wodonośny w rejonie Częstochowy

Prezentowane badania są efektem opracowania przez zespół autorów arkuszy Map hydrogeologicznych Polski w skali 1:50 000 „Baza danych GIS *Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000*, pierwszy poziom wodonośny, występowanie i hydrodynamika”:

Kłobuck 808 — B. Gajowiec;

Ostrowy 809 — P. Liszka, M. Guzik, A. Pacholewski;

Boronów 844 — Z. Kaczorowski, J. Cudak, L. Razowska-Jaworek;

Częstochowa 845 — J. Wagner, M. Zembal, M. Rolka, Z. Kaczorowski.

Badany obszar obejmował rejon położony pomiędzy współrzędnymi geograficznymi: 18°45'00"–19°15'00" długości geograficznej wschodniej i 50°40'00"–51°00'00" szerokości geograficznej północnej. Geograficznie obszar położony jest na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, a administracyjnie w województwach śląskim i łódzkim.

W obszarze badań występują osady monokliny śląsko-krakowskiej, południowo-zachodniego skrzydła niecki miechowskiej oraz pokrywy czwartorzędowej.

Pod względem hydrogeologicznym położony jest w regionie hydrogeologicznym: śląsko-krakowskim (subregiony: jurajski i triasu śląskiego) i nidziańskim kredowym. W obszarze występują fragmenty Głównych Zbiorników Wód Podziemnych w Polsce: GZWP 325 (J2) Częstochowa W, GZWP 326 (J3) Częstochowa E, GZWP 327 (T1,2) Lubliniec–Myszków, GZWP 408 (K2) niecka miechowska NW.

W czasie prac terenowych podczas wykonywania arkuszy map pierwszego poziomu wodonośnego wykonano pomiary zwierciadła wody w studniach kopanych, wierconych i źródłach (tabela 1).

T a b e l a 1

Zestawienie pomiarów zwierciadła wody

Arkusz	Pomiary zwierciadła wody wykonane w:		
	studniach kopanych	studniach wierconych	źródłach
Kłobuck 808	174	–	5
Ostrowy 809	109	–	3
Boronów 844	127	3	2
Częstochowa 845	68	21	1
Łącznie	478	24	11

W sumie wykonano pomiary zwierciadła wody w 513 punktach.

Autorzy map wydzielili na poszczególnych arkuszach map łącznie 81 jednostek hydrogeologicznych PPW (Kłobuck 808 — 24 jednostki, Ostrowy 809 — 15 jednostek, Boronów 844 — 25 jednostek, Częstochowa 845 — 17 jednostek). Przy podziale uwzględniano kryteria podziału na jednostki MhP oraz kryterium litologiczne, geomorfologiczne i hydrodynamiczne.

Efektem opracowania arkuszy są mapy zwierciadła wody pierwszego poziomu wodonośnego oraz głębokości do zwierciadła wody pierwszego poziomu wodonośnego.

W badanym obszarze zwierciadło wody pierwszego poziomu wodonośnego występuje na rzędnych od 200 do 320 m n.p.m. Najwyższe wartości rzędnych zwierciadła wody występują na południu badanego obszaru, na styku arkuszy Boronów i Częstochowa, a najniższe na północy, na obszarze arkusza Ostrowy. Kierunki przepływu są zmienne i skierowane do lokalnych baz drenażu.

Głębokość do zwierciadła wody pierwszego poziomu wodonośnego jest na badanym obszarze bardzo zróżnicowana i wynosi od 0 (w źródłach) do około 80 m (w rejonie ostańców skał jury górnej — wschodnia część obszaru arkuszy Częstochowa i Ostrowy) do stu kilkudziesięciu metrów w rejonach gdzie pierwszy poziom wodonośny zalega pod pokrywą osadów nieprzepuszczalnych/słabo przepuszczalnych (obszar arkusza Kłobuck).

Na obszarze badań występują ujęcia wód podziemnych, wokół których wytworzyły się regionalne obniżenia zwierciadła wody: ujęcia wód podziemnych PWiK Okręgu Częstochowskiego (Łobodno, Wierchowisko, Mirów), odwodnienie WBG „Huta Częstochowa”.

W badanym obszarze eksploatacja rud żelaza spowodowała rozległe odwodnienie, które wymusiło zwodociągowanie obszaru, pomimo to występują również studnie kopane, uzupełniające zaopatrzenie w wodę gospodarstw.

W dyskusji brali udział: J. Kwarciański i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 29 listopada 2007 r.

Martyna GUZIK, Piotr LISZKA, Andrzej PACHOLEWSKI

Rozwój sieci obserwacyjno-badawczej wód podziemnych w świetle wymagań stawianych Państwowej Służbie Hydrogeologicznej

Referat zaprezentowany na posiedzeniu naukowym PIG OG, miał na celu przybliżenie zakresu oraz przedmiotu badań prowadzonych w ramach tematu „Sieć stacjonarnych obserwacji wód podziemnych”. Rolę i znaczenie monitoringu wód podziemnych mocno akcentuje Dyrektywa 2000/60/EC Parlamentu Europejskiego i Rady Unii Europejskiej zwana Ramową Dyrektywą Wodną.

Sieć obserwacji stacjonarnych wód podziemnych, monitorująca poziom ich zwierciadła, została zorganizowana przez Państwowy Instytut Geologiczny w 1972 roku. W roku 1974 uruchomiono dodatkowo, w wybranych punktach, badania parametrów fizyczno-chemicznych wody. W 1991 roku, w ramach Państwowego Monitoringu Środowiska uruchomiono sieć krajową monitoringu jakości wód podziemnych, w której prowadzono w szerokim zakresie badania składu chemicznego wód podziemnych (raz w roku w okresie jesiennym).

W wyniku nowelizacji ustawy Prawo wodne (w roku 2005) obie sieci zostały połączone i utworzono sieć obserwacyjno-badawczą wód podziemnych. Począwszy od 1 kwietnia 2006 roku sieć funkcjonuje na podstawie nowego projektu monitoringu.

Celem badań jest ciągle dokumentowanie stanu zwierciadła oraz chemizmu i jakości wód podziemnych na terenie kraju. Przedmiotem badań są przede wszystkim wody zwykłe o zwierciadle swobodnym tzw: wody gruntowe oraz wody o zwierciadle napiętym tzw: wody głębokie, użytkowych poziomów wodonośnych. Badania realizowane są w punktach badawczych wód podziemnych, którymi są: studnie, specjalnie odwiercone otwory badawcze, piezometry oraz źródła.

Punkty badawcze są rozmieszczone w sposób zrównoważony (nie są rozmieszczone równomiernie), na ogół w miejscach reprezentatywnych dla badanych jednostek hydrogeologicznych, zgodnie z przyjętymi kryteriami, którymi są: wysokość ustalonych zasobów zwykłych wód podziemnych, rodzaj ośrodka skalnego (porowy, szczelinowy, szczelinowo-porowy), jego przynależność stratygraficzna oraz położenie punktu w systemie krążenia wód.

W obszarze objętym działalnością PIG OG, badania prowadzone są w obrębie dwóch województw: śląskiego i opolskiego. Punkty badawcze leżą w obrębie osiemnastu Jednolitych Części Wód Podziemnych (JCWPd). Ilość punktów badawczych w poszczególnych JCWPd przedstawia się następująco: JCWPd nr 94 — 11 punktów, JCWPd nr 95 — 11 punktów, JCWPd nr 116 — 5 punktów, JCWPd nr 117 — 1 punkt, JCWPd nr 118 — 1 punkt, JCWPd nr 119 — 3 punkty, JCWPd nr 128 — 12 punktów, JCWPd nr 129 — 5 punktów, JCWPd nr 131 — 1 punkt, JCWPd nr 133 — 2 punkty, JCWPd nr 134 — 2 punkty, JCWPd nr 135 — 3 punkty, JCWPd nr 142 — 3 punkty, JCWPd nr 143 — 2 punkty, JCWPd nr 146 — 2 punkty, JCWPd nr 147 — 1 punkt, JCWPd nr 148 — 1 punkt, JCWPd nr 150 — 1 punkt.

JCWPd o numerach 133, 134 oraz 146 zostały uznane za zagrożone, w związku z tym zaleca się prowadzenie badań w co najmniej 3 punktach badawczych.

Rozwój sieci stacjonarnych obserwacji wód podziemnych następuje stopniowo i jest związany ze zmianą granic obszarów działania oddziałów PIG (punkty przekazane do innych oddziałów PIG) bądź z realizacją nowych zadań przewidzianych działaniami PSH (punkty uruchamiane). Dotyczy to zwłaszcza zadań mających na celu organizację monitoringu wód podziemnych w strefach granicznych RP z Republiką Czeską.

Rozwój sieci w zakresie liczebności punktów obserwacyjnych w zasięgu działalności PIG OG, na przestrzeni ostatnich 5-ciu lat przedstawiał się następująco w latach 2004–2007, uruchomiono łącznie 35 nowych punktów obserwacyjnych, z czego 4 to piezometry, zaprojektowane i odwiercone w strefie przygranicznej. Dalszy rozwój sieci obserwacyjnej przewidziany na przyszłe lata będzie związany z dostosowaniem monitoringu do wymagań dyrektyw unijnych oraz związany będzie z realizacją przyszłych zadań PSH.

Lp.	Rok	Ilość punktów II-go rzędu (PIG OG)	Ilość punktów I-go rzędu (PIG OG)	Ilość wszystkich punktów II-go rzędu
1	2003	28	4	576*/509**
2	2004	28–1+14	4	578*/521**
3	2005	41+9	4	667*/587**
4	2006	50–8+5+8	4	757*/587**
5	2007	55+12	–	776*/?

* — ilość punktów badanych w poszczególnych latach; ** — ilość punktów zamieszczonych w poszczególnych latach w *Roczniku hydrogeologicznym* i biuletynach kwartalnych

W dyskusji brali udział: J. Kwarciański, A. Pacholewski, B. Ptak, J. Wagner i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 6 grudnia 2007 r.

Katarzyna STRZEMIŃSKA

Europejska sieć ekologiczna NATURA 2000 w Polsce

NATURA 2000 to spójna, europejska sieć ekologiczna, której celem jest zachowanie rodzajów siedlisk przyrodniczych oraz gatunków ważnych dla Wspólnoty Europejskiej. Sieć ma pełnić kluczową rolę w ochronie różnorodności biologicznej terytorium Wspólnoty poprzez zabezpieczenie zagrożonych rodzajów siedlisk przyrodniczych oraz ochronę rzadkich gatunków roślin i zwierząt. Natura 2000 realizuje w ten sposób decyzję powziętą na spotkaniu Rady Europy w Goeteborgu w czerwcu 2001 o powstrzymaniu erozji bioróżnorodności w krajach członkowskich do roku 2010.

Rodzaje siedlisk przyrodniczych oraz gatunki będące przedmiotami ochrony są wymienione w odpowiednich załącznikach:

- Dyrektywy 92/43/EWG w sprawie ochrony siedlisk naturalnych oraz dzikiej fauny i flory (tzw. Dyrektywy Siedliskowej),
- Dyrektywy 79/409/EWG w sprawie ochrony dzikich ptaków (tzw. Dyrektywy Ptasiej).

Sieć Natura 2000 składa się z dwóch typów obszarów:

— Specjalnych obszarów ochrony siedlisk (SOO), tworzonych na podstawie Dyrektywy Siedliskowej dla ochrony typów siedlisk przyrodniczych i siedlisk gatunków roślin i zwierząt. Dla celów ustanowienia sieci Natura 2000, terytorium Europy zostało podzielone na siedem regionów biogeograficznych: atlantycki, kontynentalny, alpejski, borealny, śródziemnomorski, panoński oraz makaronezyjski. Państwa członkowskie przedstawiają Komisji Europejskiej propozycję obszarów dla poszczególnych regionów biogeograficznych. Lista proponowanych specjalnych obszarów ochrony siedlisk powinna być ustalona na podstawie kryteriów określonych w załączniku III Dyrektywy Siedliskowej. Komisja Europejska ocenia przedłożone propozycje, w celu stworzenia spójnej, jednolitej i reprezentatywnej sieci ostoi. Propozycje poszczególnych państw są rozpatrywane na tzw. seminarium biogeograficznym (dla Polski Seminarium Kontynentalne i Alpejskie) na których analizuje się czy w ramach poszczególnych regionów biogeograficznych poszczególne gatunki i typy siedlisk przyrodniczych znalazły wystarczającą ochronę. Komisja Europejska, w porozumieniu z zainteresowanymi krajami, ustala ostateczną listę obszarów o znaczeniu wspólnotowym. Jest ona następnie zatwierdzana przez rządy poszczególnych państw członkowskich.

— Obszarów specjalnej ochrony ptaków (OSO), tworzonych na podstawie Dyrektywy Ptasiej dla ochrony siedlisk ptaków. Wyznaczane są one na podstawie występowania gatunków ptaków wymienionych w załącznikach I i II Dyrektywy Ptasiej, które określają listę gatunków zagrożonych wyginięciem w krajach Unii Europejskiej i listę gatunków migrujących, dla których Europa stanowi ważne miejsce odpoczynku i żerowania. Podstawą wyznaczania obszarów specjalnej ochrony ptaków powinny być ostoje ptaków o randze międzynarodowej — IBA (wskazane w opracowaniu Grimeta i Jonesa z 1989 r). Rządowe propozycje takich obszarów przesyłane są do Komisji Europejskiej i weryfikowane w oparciu o wyznaczone IBA, a po zweryfikowaniu listę ostoi zatwierdzają rządy poszczególnych państw członkowskich.

Finansowanie sieci NATURA 2000

Skuteczne zarządzanie obszarami wymaga podjęcia różnorodnych działań (opracowanie planów ochrony, odnowa siedlisk przyrodniczych i gatunków, monitoring itp.). Podejmowanie tego typu działań nakłada na państwa członkowskie koszty, które zgodnie z zasadą subsydiarności powinny być pokryte ze środków krajowych. Jednakże Artykuł 8 Dyrektywy Siedliskowej daje możliwość współfinansowania tego typu działań ze środków wspólnotowych. W tym celu powołane zostały fundusze: Europejski Fundusz Rolny Rozwoju Obszarów Wiejskich (EFRROW), Europejski Fundusz Rybacki, Europejski Fundusz Rozwoju Regionalnego (EFRR), Europejski Fundusz Społeczny (EFS), Fundusz Spójności, Instrument Finansowy na rzecz Środowiska (LIFE+).

NATURA 2000 a polskie prawo

Ustawa z dnia 16 kwietnia 2004 r. o ochronie przyrody wprowadziła szczegółowe rozwiązania prawne dotyczące tworzenia i ochrony sieci obszarów Natura 2000. Weszła ona w życie z chwilą przystąpienia Polski do Wspólnoty Europejskiej (1 maja 2004 r.). Ustawa ta wprowadza „obszary Natura 2000” jako nową, osobną formę ochrony przyrody, przy czym obszary te mogą całkowicie lub częściowo pokrywać się z innymi formami ochrony prawnej. Obowiązujące obecnie przepisy w większości implementują postanowienia Dyrektywy Siedliskowej oraz Dyrektywy Ptasiej, związane z siecią Natura 2000. W 2006 r. sejm przyjął propozycję nowelizacji ustawy Prawo ochrony środowiska, do której wprowadzone zostały zapisy dotyczące oceny oddziaływania planów i przedsięwzięć na obszary Natura 2000.

Obszary NATURA 2000 w Polsce

Obszary specjalnej ochrony ptaków. Lista ostoi ptaków w Polsce opracowana była przez Ogólnopolskie Towarzystwo Ochrony Ptaków we współpracy z ornitologami zawodowymi, amatorami oraz innymi organizacjami pozarządowymi.

W 2004 roku Minister Środowiska przekazał Komisji Europejskiej listę 72 proponowanych przez polski rząd ostoi ptasich.

21 lipca 2004 roku rozporządzeniem Ministra Środowiska zostały zatwierdzone 72 obszary specjalnej ochrony ptaków (69 lądowych i 3 morskie). Powierzchnia lądowych OSO stanowi około 8% powierzchni kraju.

Na tzw. „Shadow List” opracowanej przez organizacje pozarządowe i przesłanej do Komisji Europejskiej w 2006 r. znalazło się dodatkowo 70 ostoi ptasich o międzynarodowym znaczeniu (IBA). Powierzchnia lądowych ostoi ptasich z „Shadow List” i zatwierdzonych przez Ministra Środowiska wynosi łącznie około 15% powierzchni kraju.

Specjalne obszary ochrony siedlisk. W 2000 r. Narodowa Fundacja Ochrony Środowiska opracowała wstępną koncepcję wyboru obszarów do sieci, bazującą przede wszystkim na wcześniej istniejących obszarach chronionych oraz na bazie danych Corine. Równolegle powstało kilka projektów fragmentów sieci, opracowanych przez organizacje pozarządowe (dla fragmentu Doliny Wisły, dla doliny Odry).

W 2002–2003 r. wyszukiwanie i opisywanie obiektów spełniających kryteria Dyrektywy Siedliskowej. Opierano się przy tym na poprzednich opracowaniach, takich jak projekt krajowej sieci ekologicznej ECONET-Polska oraz baza danych CORINE, wykonywano również nowe analizy, czasami popierane dodatkowymi badaniami terenowymi. Prace koordynowane były przez Instytut Ochrony Przyrody PAN z Krakowa i Narodową Fundację Ochrony Środowiska. W pracach brały udział regionalne grupy robocze (wojewódzkie zespoły realizacyjne), a także przyrodnicy ze środowisk naukowych i z organizacji pozarządowych. W efekcie prac powstała lista 279 obszarów istotnych dla typów siedlisk przyrodniczych z załącznika I oraz dla gatunków z załącznika II Dyrektywy Siedliskowej

W maju 2004 r. Minister Środowiska, przesłał Komisji Europejskiej listę 184 proponowanych specjalnych obszarów ochrony siedlisk, o łącznej powierzchni stanowiącej zaledwie 3,7% powierzchni Polski. Wybór dokonany przez Ministerstwo Środowiska był na okres 5 dni udostępniony „do konsultacji społecznej”, jednak żadna z licznie zgłoszonych uwag nie została uwzględniona.

W styczniu 2005 r. przesłanie do Ministerstwa Środowiska tzw. „Listy 126” zwiększającej liczbę SOO o 122 obszary i powiększającej 14 SOO (z czego 9 nowych obszarów z regionu alpejskiego przesłano do Komisji Europejskiej). Zostały one przedyskutowane na Alpejskim Seminarium Biogeograficznym i uznane jako części składowe polskiej propozycji rządowej. Pozostałe 113 nowych obszarów zostało przygotowanych do zgłoszenia na Kontynentalnym Seminarium Biogeograficznym, opiniującym wnioski z regionu kontynentalnego.

W lutym 2006 r. Minister Środowiska wstrzymał formalne zgłoszenie tych obszarów i jednocześnie skreślił 28 obszarów (wszystkie na których planowano inwestycje hydrotechniczne), pozostałe skierowano do „konsultacji zewnętrznych”. Obszary te (tzw. „Lista 98”) wciąż nie zostały oficjalnie zgłoszone do sieci. Powierzchnia obszarów siedliskowych objętych ochroną wynosi obecnie 4,2% terytorium Polski, co stawia nas na ostatnim miejscu wśród krajów członkowskich Unii Europejskiej.

Aktualnie na „Shadow List” znajduje się dodatkowo 98 ostoi proponowanych przez pozarządowe organizacje ekologiczne (głównie WWF-Polska, Klub Przyrodników, Salamandra). Łącznie z propozycjami rządowymi obejmują one 9,54% powierzchni Polski.

Kryteria wyboru obszarów na listę rządową nie zostały nigdy ogłoszone i nie są jasne. Według deklaracji Departamentu Ochrony Przyrody polskiego Ministerstwa Środowiska, Komisji Europejskiej zgłoszono te obiekty, które nie budziły sprzeciwu polskich Lasów Państwowych ani odpowiedzialnego za regulację rzek Departamentu Gospodarki Wodnej Ministerstwa Środowiska. Pominięte zostało wiele ważnych ostoi, w tym także obiekty nie budzące żadnych kontrowersji, a czasem absolutnie niezbędne dla ochrony gatunków z załącznika II Dyrektywy (w tym jedyne stanowiska endemicznych polskich gatunków, wprowadzonych na wniosek Polski do załącznika). W ocenie ekspertów organizacji pozarządowych zaledwie co trzeci z występujących w Polsce gatunków z załącznika II Dyrektywy Siedliskowej i zaledwie co czwarty występujący w kraju rodzaj siedliska przyrodniczego jest wystarczająco reprezentowany w rządowym projekcie sieci Natura 2000.

W dyskusji brali udział: J. Bugała, A. Pacholewski, B. Ptak, J. Wagner i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 14 grudnia 2006 r.

Jadwiga WAGNER, Halina POMIANOWSKA

Jakość wód w wybranych odcinkach doliny Wisły

Porównanie jakości wód podziemnych wykonano w oparciu o dwa obszary leżące nad Wisłą: obszar Kotliny Oświęcimskiej (w granicach arkuszy Chrzanów i Krzeszowice) oraz obszar Kotliny Toruńskiej.

Obszar arkuszy Chrzanów i Krzeszowice znajduje się administracyjnie na obszarze województw małopolskiego i śląskiego. Granice obszaru wyznaczają współrzędne: 19°15'–19°45' długości geograficznej wschodniej oraz 50°00'–50°10' szerokości geograficznej północnej.

Według podziału fizyczno-geograficznego Polski Kondrackiego (1978) obszar przedstawiony na w/w arkuszach leży w granicach dwóch prowincji: Wyżyny Małopolskiej oraz Karpat i Podkarpacia. Południowa część arkuszy Chrzanów

(0971) i Krzeszowice (0972) należy do Kotliny Oświęcimskiej. Obszar ma charakter przemysłowo-rolniczy. Stopień zaleśnienia powierzchni sięga do 40%. Wody powierzchniowe zajmują około 3%.

Obszar w granicach arkuszy Chrzanów i Krzeszowice należy w przeważającej części do lewostronnego dorzecza Wisły. Powierzchniowa sieć hydrograficzna jest dobrze rozwinięta. W południowej części obszaru znajdują się kompleksy stawów hodowlanych. W części północnej zlokalizowany jest zbiornik retencyjny wód powierzchniowych — Jezioro Chechło oraz zbiornik retencyjno-rekreacyjny Skowronek. Ponadto występują mniejsze zbiorniki antropogeniczne wód powierzchniowych powstałe w wyniku zalania niewielkich wyrobisk i niecek osiadania (okolice Chrzanowa, Trzebini, Libiąża i Chełmka).

Wody powierzchniowe w granicach arkusza Chrzanów i Krzeszowice charakteryzuje wysoki stopień zanieczyszczenia. Rzeki objęte stałym monitoringiem to: Wisła, Chechło, Przemsza, Macocha i Skawa, Potok Regulicki i Brodla, Rudno, Sanka z Brzaskwinia oraz Dulówka z dopływami. Potok Chechło w swym górnym odcinku (od źródeł po zalew Chechło) i Macocha prowadzą wody odpowiadające II klasie czystości (z wyjątkiem zanieczyszczeń bakteriologicznych). Potok Chechło prowadzi wody pozaklasowe po przejściu dopływów z rejonu Luszowic i Trzebini. Pozostałe wymienione rzeki, na całej długości swojego przebiegu, w granicach arkusza Chrzanów, prowadzą wody nie odpowiadające normom (NON). Wody czyste prowadzą jedynie cieki usytuowane z daleka od obszarów zurbanizowanych, często są to źródłowe fragmenty cieków o niewielkiej wartości dla zaopatrzenia w wodę do celów komunalnych. Na stan wód Wisły ma wpływ permanentny zrzut zasolonych wód kopalnianych z zakładów górniczych GZW oraz zrzut komunalno-przemysłowych ścieków z województw śląskiego i małopolskiego (Gajowiec, 2000; Wagner, 2000).

Rzędne powierzchni terenu w obszarze Kotliny Oświęcimskiej przyjmują wartości od 215 do 250 m n.p.m, a rzędne zwierciadła wód podziemnych kształtuje się w przedziale od 215 do 245 m n.p.m. Zwierciadło ma na ogół charakter swobodny i zalega do 5 m p.p.t.

Chemizm wód podziemnych formuje się w strefie aktywnej wymiany tych wód z wodami powierzchniowymi i wynika ze współdziałania wód podziemnych ze środowiskiem skalnym. Występują tu wody dwu- i wielojonowe, głównie typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, przeważają wody II klasy jakości.

Lokalnie, na kontakcie obszarów arkuszy Chrzanów i Krzeszowice, występują wody Ib klasy jakości (okolice Rozkochowa) i III klasy jakości (rejon Spytkowic). Na obniżenie jakości wód wpływają podwyższone wartości jonów żelaza, manganu i chlorków.

Degradacja jakości wód podziemnych wynika przede wszystkim z wpływu działalności bytowej, gospodarczej i przemysłowej człowieka. Zmiany jakości wód związane są głównie z degradującym oddziaływaniem eksploatacji górniczej na środowisko wód podziemnych (zrzuty wód kopalnianych z GZW). W związku z tym, chemizm wód jest antropogenicznie przeobrażony. Przekroczenia sanitarne dla wód zwykłych w zawartości żelaza, manganu, siarczanów i chlorków oraz związków azotu obniżają jakość wód podziemnych do klasy II i III (zgodnie z klasyfikacją PIOŚ 1993).

Kotlina Toruńska leży na pograniczu dwóch jednostek strukturalnych: wału pomorsko-kujawskiego i niecki brzeźnej. Obszar badań stanowi część doliny Wisły od zwiężenia pod Nieszawą do przełomu Wisły pod Fordonem o długości 65 km i szerokości 25 km, wysokości bezwzględne od +40 m do +104 m, deniwelacje terenu poniżej 30 m. W utworach czwartorzędu występują jeden, rzadziej dwa poziomy wodonośne o zwierciadle swobodnym, lokalnie napiętym (Pomianowska, 1998). Poziomy użytkowe występują w utworach czwartorzędu, kredy górnej i jury. Jest to obszar silnie zróżnicowany pod względem form pokrycia i użytkowania terenu.

W okresie 1999–2005, dla każdego z 24 punktów monitoringowych, wykonano co najmniej 5 analiz chemicznych, w zakresie obejmującym około 40 wskaźników i parametrów fizykochemicznych. Na tej podstawie stwierdzono, że wody pobrane w utworach neogenu należą głównie do wód dwu- i trójjonowych typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ i $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$. Na obszarach o dużym nasileniu antropopresji stwierdzono wody $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ (Rynarzewo, Mała Nieszawka). Głębsze wody kenozoiku są typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ i $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$. Odczyn wód z osadów czwartorzędu zmienia się od $\text{pH} = 6,8$ (Las Gdański w Bydgoszczy) do $\text{pH} = 8,8$ (Wrzosey w Toruniu). Zawartość stężeń azotanów i jonu amonowego, we wszystkich punktach obserwacyjnych mieści się w granicach podanych dla hydrogeochemicznego wód zwykłych. Przekroczenia siarczanów, powyżej dla hydrogeochemicznego, wynikają z emisji SO_2 i jego mokrej depozycji, produkcji rolniczej oraz składowania odpadów (Las Gdański w Bydgoszczy, Raciniewo). Wysokie stężenia żelaza stwierdzono w wodach (Nowa Wieś, Pędzewo i Raciniewo). Przeprowadzone oznaczenia metali ciężkich w wodach podziemnych wykazały m.in. bar (Nowa Wieś, Górsko 0,12–0,15 mg/dm^3), podwyższone stężenia cynku i boru (Las Gdański 0,118–0,98 mg/dm^3) oraz śladowe zawartości chromu og., kadmu, litu, tytanu i wanadu. Wskaźniki wpływające na obniżenie jakości wód podziemnych Kotliny Toruńskiej to: żelazo, mangan, jony amonowe, lokalnie sól i potas oraz jon wodorowęglanowy. Do 2004 r. wody podziemne, z utworów kenozoiku Kotliny Toruńskiej ujęć komunalnych i przemysłowych charakteryzowały się głównie jakością średnią — klasa II, wysoką jakością wód stwierdzono w 6 punktach badawczych. Zmiana zasad klasyfikacji (Klasyfikacją MŚ 2004) spowodowała obniżenie klas jakości tych wód. W 13 punktach nastąpiło obniżenie o jedną klasę jakości, w 8 punktach nawet o 2 klasy. W 3 punktach badawczych jakość wód podziemnych określono jako słabą. Wskaźnikami, które przyczyniły się do obniżenia klas jakości wód podziemnych są: żelazo, mangan, jon amonowy, lokalnie sól i potas oraz wodorowęglany.

W dyskusji brali udział: Z. Kaczorowski, A. Pacholewski, B. Ptak, L. Razowska-Jaworek i prelegentki.

Posiedzenie odbyło w dniu 27 grudnia 2007 r.

ODDZIAŁ KARPACKI

Leszek JANKOWSKI, Robert KOPCIOWSKI, Wojciech RYŁKO

Mapa geologiczna obszarów przygranicznych Ukrainy i Rumunii w skali 1:200 000

Wykonana mapa jest następnym etapem tematu mającego na celu wykonanie mapy części łuku karpackiego obejmującej wschodnią część Karpat Polskich, Słowackich, Karpaty Ukraińskie oraz część Karpat Rumuńskich. W pierwszym etapie wykonano *Geological map of the Outer Carpathians: borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia*, 1:200 000 (eds. L. Jankowski, R. Kopciowski, W. Ryłko). Mapa ta została opublikowana przez Państwowy Instytut Geologiczny w roku 2004. Obecnie wykonano *Geological map of the Outer Carpathians: borderlands of Ukraine and Romania* 1:20 000 (eds. L. Jankowski, R. Kopciowski, W. Ryłko). Mapa ta jest już na etapie opracowań redakcyjnych i będzie opublikowana przez Państwowy Instytut Geologiczny w 2007 roku. Wykonane mapy oparte są na terenowych obserwacjach autorów oraz reinterpretacjach materiałów archiwalnych z obszaru Karpat Polskich, Ukraińskich, Słowackich i Rumuńskich. Dla uproszczenia skomplikowanej geologii i ogromu wydzieleni litostratygraficznych wykonano korelację wydzieleni stosowanych na mapach wyżej opisanych obszarów, ze szczególnym uwypukleniem metodyki korelacji używanej na obszarze polskich Karpat fliszowych. Szereg istniejących dotychczas opracowań kartograficznych nie uwzględniało kompleksowych danych z terenu Słowacji, Ukrainy i Rumunii, a korelacja na tych obszarach wykonana była często w sposób sztuczny, czasami wręcz błędny. Mapa ukazuje przebieg głównych i pomniejszych elementów tektonicznych ukazując problemy ewentualnej analizy basenowej i rozwoju tektonicznego — w istocie ukazuje niemożliwość bezpośredniej korelacji elementów tektonicznych na znacznym obszarze Karpat. Jej cechą jest ponadto ukazanie rozprzestrzenienia i przebiegu elementów facjalnych na tym obszarze Karpat.

Wykonane mapy są podstawą dla wszelkich badań geologicznych, regionalnych oraz drogowskazem do rozwijania dalszych badań tektonicznych, sedimentologicznych i analiz basenowych. Mogą być podstawą do planowania badań poszukiwawczych za węglowodorami, w tym wykonania przekrojów zbilansowanych.

W dyskusji brali udział: T. Mrozek, B. Olszewska, B. Radwanek-Bąk, A. Szydło i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 22 lutego 2007 r.

Izabela LASKOWICZ, Izabela KRZAK

Prognoza oddziaływania na środowisko modernizowanej sieci układu drogowego dla gminy Miasto Kraków

W referacie przedstawiono propozycję sporządzania prognozy oddziaływania na środowisko budowanej oraz modernizowanej sieci układu drogowego obejmującego 20 tras miasta. Praca została zrealizowana na zlecenie gminy Miasto Kraków. Podstawowym celem prognozy było określenie szkodliwego oddziaływania na środowisko, jakie może wywołać realizacja zadań wynikających z ocenianego dokumentu, a także wskazanie rozwiązań mających na celu zapobieganie, ograniczenie lub kompensację przyrodniczą negatywnych oddziaływań na środowisko. Oddziaływanie szlaków komunikacyjnych omówiono w odniesieniu do poszczególnych komponentów środowiska: powietrza atmosferycznego, klimatu akustycznego, wód

powierzchniowych i podziemnych, gleb, chronionych elementów środowiska przyrodniczego, obiektów dziedzictwa kulturowego, złóż kopalin. Ocenę zmian presji na środowisko przedstawiono w przypadku realizacji inwestycji oraz jej braku w odniesieniu do planowanego roku zakończenia inwestycji tj. 2025 r. Ważnym elementem prognozy było wykazanie, że zaniechanie realizacji programu modernizacji układu drogowego będzie miało niekorzystny wpływ na środowisko. Zgodnie z wolą zamawiającego w prognozie przeprowadzono ponadto ranking tras ze względu na skalę oddziaływania ich na środowisko. Do ustalania tej kolejności wykorzystano metodę wielokryteriowego wspomaganie decyzji z grupy metod Electre.

W dyskusji brali udział: M. Borowiec, J. Chowaniec, P. Freiwald, W. Granoszewski, R. Kopciowski, P. Marciniak, K. Witek i prelegentki.

Posiedzenie odbyło się w dniu 8 marca 2007 r.

Andrzej SZYDŁO, Barbara OLSZEWSKA, Małgorzata JUGOWIEC-NAZARKIEWICZ, Tomasz MALATA, Piotr NESCIERUK, Janusz SKULICH

Zapis paleontologiczny rozwoju sedymentacji w strefie śląsko-podśląskiej na przełomie kredy dolnej i górnej

Na przełomie kredy dolnej i górnej strefa śląsko-podśląska była miejscem depozycji osadów silikoklastycznych i biosilikoklastycznych. Ich depozycja odbywała się w głębokomorskim środowisku i była wyraźnie kontrolowana przez czynniki geotektoniczne i biologiczne, które w różnym stopniu nawiązują do globalnych wydarzeń paleogeograficznych i paleoceanograficznych. Przebudowa geotektoniczna środkowokredowego zbiornika karpackiego miała wpływ na zróżnicowanie litofacjalne oraz rozkład przestrzenny i czasowy badanych osadów. Natomiast rozwój ówczesnych organizmów w strefie śląsko-podśląskiej był stymulowany przez znaczące zmiany parametrów środowiska sedymentacji od albu po turon włącznie. W badanych osadach serii śląskiej i podśląskiej mamy szerokie spektrum mikro- i makroskamieniałości. Ich rozkład i zróżnicowanie wyraźnie nawiązują do charakteru i tempa środkowokredowej sedymentacji. Zdeponowane wówczas osady należą do dwóch przenikających się reżimów depozycyjnych. Są to turbidytowe kompleksy piaskowcowe (warstwy lgockie, gezowe i godulskie) związane z szybką i znaczącą dostawą materiału klastycznego do basenu i serie łupkowe (łupki wierzowskie, łupki radiolarytowe, łupki pstre) zdeponowane w wyniku powolnej sedymentacji hemipelagicznej. Sukcesja różnorodnych litofacji zawierających odmienne tafonomicznie zespoły skamieniałości stała się podstawą zdefiniowania tafonomicznych facji (tafofacji) *sensu* Speyer, Brett (1986).

Badania zostały przeprowadzone na bazie materiału skalnego pochodzącego z odsłoneń powierzchniowych oraz jednego otworu wiertniczego. Najpełniej wykształcone odsłonięcia tych osadów zostały udokumentowane w zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych: Beskid Śląski (Cisownica 3, Ustroń, Jaworze-Jasienica) i Beskid Mały (Lipnik, Kozy, Bołęciny, Rzyki, Kaczyna, Buldonówka) oraz Pogórze Lanckorońskie (Lusina, Woźniki, Klecza, Bugaj, Brody, Lanckorońska) i Beskid Średni (Bysina, Barnasiówka). We wschodnich Karpatach zewnętrznych opracowano profile na Pogórzu Dynowskim (Lutcza) i w rejonie bieszczadzkim (Łuska Bystrego: Bystre, Huczvice; brzeżne spiętrzenie jednostki śląskiej: Załuż, Olchowce, Biała Góra, Bykowce). Większość z nich to profile serii śląskiej. Równowiekowe osady serii podśląskiej są zwykle słabo odsłonięte i niekompletne, stąd w badaniach uwzględniono jedynie profile jednostki podśląskiej w Woźnikach, Barwałdzie Górnym i Lusinie (warstwy gezowe) oraz w rejonie Sanoka, gdzie w brzeżnej części jednostki śląskiej, podobnie jak w strefie podśląskiej, wyższa część warstw lgockich zastąpiona jest przez warstwy gezowe.

Najbardziej rozpowszechnione w badanych osadach są otwornice, które należą do bentonicznych i planktonicznych mikroorganizmów o dużym zróżnicowaniu batymetrycznym i środowiskowym. Oznaczona mikrofauna obejmuje głównie autochtoniczne otwornice aglutynujące, wśród których dominują formy krzemionkowe. W niemal całej sukcesji śląsko-podśląskiej (z wyjątkiem części hemipelagitów i pelagitów wieku cenomańskiego) towarzyszą im bądź zastępują je formy wykorzystujące do budowy aglutynowanych skorupki materiał węglanowy. W sekwencjach turbidytowych (alb–dolny cenoman) okresowo współwystępują z nimi albo lokalnie je zastępują asocjacje złożone z igieł gąbek krzemionkowych, które nie mają z reguły znaczenia dla wieku tych osadów oraz ważne stratygraficznie szkielety radiolari i osłonki dinocyst, które z kolei są istotnym składnikiem cenomańskich hemipelagitów i pelagitów. Ważnym, jakkolwiek niezbyt liczny elementem biostratygraficznym, są wapienne skamieniałości. Są to allochtoniczne otwornice bentoniczne o sekrecyjnych skorupkach i autochtoniczne formy aglutynujące o skorupkach spojonych cementem wapiennym. Grupa mikroskamieniałości wapiennych obejmuje również plankton otwornicowy i nanoplankton, który pojawia się epizodycznie w osadach spływowych (warstwy lgockie górne, warstwy gezowe) oraz wspomnianych już łupkach pstrych i warstwach radiolarytowych (cenoman–dolny turon). Z kolei obecność makroskamieniałości w badanych osadach związana jest z miąższymi kompleksami piaskowców lgockich i godulskich. Są to liczne, noszące ślady transportu, pokruszone i połamane rostra belemnitów, gruboskorupowe muszle małży i pojedyncze skorupy amonitów. Ich charakterystyka po-

dobnie jak w przypadku radiolarii i dinocyst (Bąk, 2000; Gedl, 2001, 2003), została zaczerpnięta z literatury (Koszarski i in., 1959; Koszarski, Nowak, 1960; Szymankowska, 1981). W badaniach uwzględniono także dane mikropaleontologiczne uzyskane z egzotyków skał osadowych i krystalicznych obecnych we wspomnianych powyżej warstwach lgockich dolnych i w spągu warstw godulskich dolnych oraz lokalnie w warstwach gezowych. Opisana sukcesja zespołów mikroskamieniałości była podstawą badań nad rekonstrukcją środowiska sedymentacji. Odmienne tafonomicznie zespoły skamieniałości na tle wykształcenia litofacjalnego badanych osadów i ich tempa depozycji pozwoliły na wyróżnienie tafonomicznych facji (tafofacji). Okresy wzmożonej aktywności geotektonicznej (alb, alb/cenoman, turon) wyrażone wzrostem gradientu morfologicznego obszarów alimentacji i depozycji zostały udokumentowane przez gruboklastyczne resedymenty zawierające allochtoniczne szczątki makroorganizmów i materiał egzotykowy. Wyróżnione tafofacje: 1 (warstwy lgockie dolne), 4 (warstwy gezowe), 7 (spąg warstw godulskich dolnych) oraz sekwencje turbidytowe z dużym udziałem serii piaszkowcowych wyróżnione jako tafofacje: 2 (warstwy lgockie), 3 (warstwy lgockie górne) i 8 (wyższa część warstw godulskich dolnych), zawierają jedynie allochtoniczne mikroszczątki (nanoplankton wapienny, plankton krzemionkowy i dinocysty oraz otwornicowy bentos wapienny).

W trakcie deponowania kompleksów turbidytowych dochodziło do spokojniejszych interwałów sedymentacji hemipelagicznej, których zapisem są ciemne, słabo natlenione osady ilaste zawierające zubożoną autochtoniczną mikrofaunę (formy oportunistyczne zaliczane do płytkiej infauny), a także łupki pstre (tafofacja 6). Po dostawie gruboklastycznego materiału środowisko sedymentacji zostało wzbogacone w tlen i szczątki organiczne zapewniające rozwój licznych form egzystujących jako głęboka infauna jak i na powierzchni osadu jako epifauna.

Okresy dłuższego spokoju geotektonicznego wyrażone unifikacją morfologii zostały zapisane przez osady hemipelagiczne i pelagiczne o jaśniejszym zabarwieniu to tafofacja: 5 (warstwy radiolariowe) i niższa część tafofacji 6 (łupki pstre), które zostały wzbogacone w krzemionkę pochodzenia biogenicznego i wulkanicznego. Charakteryzuje je brak bentosu, natomiast plankton zdominowany jest przez radiolarie i dinocysty, przy niewielkim udziale planktonu otwornicowego. Rozkład wyróżnionych tafofacji jest zapisem rozwoju środkowokredowej sedymentacji w basenie karpackim, w wyniku której zdeponowane w nim osady zdominowane są przez miększe resedymentowane utwory turbidytowe, zwykle masykujące autochtoniczne serie ilasto-mułowcowe.

W dyskusji brali udział: W. Granoszewski, R. Kopciowski, J. Skulich i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 15 marca 2007 r.

Barbara OLSZEWSKA

Elementy planktoniczne w zespołach mikroskamieniałości z utworów epikontynentalnych górnej jury i dolnej kredy Polski południowej i ich znaczenie dla interpretacji paleośrodowiskowej tych utworów

Do mikroelementów planktonicznych występujących w utworach górnej jury i dolnej kredy Polski południowej należą: radiolarie, wapienne cysty dinoflagellata (*Cadosina*, *Colomisphaera*, *Comittosphaera*, *Crustocadosina*, *Carpistomiosphaera*, *Stomiosphaera*, *Orthopithonella*), wapienny nanoplankton, otwornice planktoniczne (*Globuligerina*), tintinidy (*Crassicollaria*, *Calpionella*, *Tintinopsella*), glony wapienne (*Globochaete alpina*) i pelagiczne krynoidy (*Saccocoma*).

Z ich przestrzenno-czasowego występowania w utworach określonego obszaru można wysnuć szereg wniosków paleogeograficznych. Do wniosków tych należą, między innymi:

- wyznaczenie epizodów transgresyjnych na podstawie licznie występujących radiolarii lub krynoidów planktonicznych (pogranicze keloweju i oksfordu oraz oksfordu i kimerydu);
- wyznaczenie okresów wysokiego stanu morza na podstawie licznych wapiennych dinocyst, tintinidów, wapiennego nanoplanktonu, zielenic lub otwornic planktonicznych (kelowej/oksford, oksford/kimeryd, tyton);
- wyznaczenie maksymalnego zasięgu szelfu zewnętrznego Tetydy na podstawie obecności elementów planktonicznych np. tintinidów. Strefa ta prawdopodobnie przebiega w utworach suity oparskiej strefy Bilcze–Wolica Karpat Ukraińskich, formacji z Dębicy zapadliska przedkarpackiego w Polsce oraz wewnętrznej części Moraw pod Basenem Wiedeńskim;
- wyznaczenie paleoobniżień rozprzodających w głąb lądów elementy planktoniczne (bruzda śródpolska w tytonie, formacja z Babczyna Polski SE).

W dyskusji brali udział: W. Granoszewski, W. Ryłko i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 12 kwietnia 2007 r.

Paweł MARCINIEC, Wojciech GRANOSZEWSKI, Ziemowit ZIMNAL

Wiek i geneza młodoczwartorzędowych osadów organogenicznych w strefie progu Pogórza Karpackiego w rejonie Rzeszowa

Podczas realizacji arkusza Głogów Małopolski (981) *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000 (Marciniec, Zimnal, 2003) stwierdzono liczne wystąpienia osadów organogenicznych. Szczegółowymi badaniami objęte zostały trzy profile: Świlcza-Chałupki, Mrowla oraz Rudna Wielka.

Stanowisko Świlcza-Chałupki położone jest w północnej części Pogórza Dynowskiego, u podnóża progu morfologicznego Karpat, około 7 km na WNW od centrum Rzeszowa (50°03'48,4" N i 21°54'06,9" E; rzędna terenu: 230,7 m n.p.m.). Materiał do badań pobrany został z odsłonięcia. Na profil składają się kredy jeziorne o miąższości 2,6 m, zalegające na głęb. 0,6–3,2 m p.p.t. i przykryte cienką warstwą mułków deluwialnych. Osady jeziorne z tego stanowiska były przedmiotem wstępnej analizy palinologicznej i malakologicznej (Marciniec i in., 2004).

Stanowiska Mrowla i Rudna Wielka położone są w środkowej części Rynny Podkarpackiej, w obrębie dna doliny potoku Mrowla, która na odcinku około 9,5 km wypełniona jest osadami organicznymi o miąższości dochodzącej do 4–5 m. Stanowiska te leżą blisko siebie i zlokalizowane są około 7,8 km na NW od centrum Rzeszowa (50°05'37,6" N i 21°56'02" E; rzędna terenu: 204,4 m n.p.m.). Materiał do badań pobrany został sondą torfową.

Na profil Mrowla składają się mułki piaszczyste szaroniebieskawe (4,35–4,20 m p.p.t.), mułki gytiowate z detrytusem roślinnym i białymi smugami rozkruszonych fragmentów skorupek ślimaków (4,20–3,25 m p.p.t.), torfy brunatne z zachowanymi dużymi szczątkami roślinnymi (3,25–3,10 m p.p.t.), mułki gytiowate z detrytusem roślinnym, przechodzące w mułki szarobrzowe z przewarstwieniami zatorfień (3,10–2,05 m p.p.t.), torfy brunatne i brunatno-czarne, słabo rozłożone (2,05–0,60 m p.p.t.), mułki organiczne, brunatno-czarne (0,60–0,55 m p.p.t.) oraz mułki jasnobrzowe i brązowe (0,55–0,00 m p.p.t.).

Na profil Rudna Wielka składają się mułki szarobrunatne, przechodzące stopniowo w mułki torfiaste brunatne (3,85–3,75 m p.p.t.), torfy czarne rozłożone, z pojedynczymi dużymi szczątkami roślinnymi barwy brunatnej (3,75–3,60 m p.p.t.), mułki torfiaste czarne, przechodzące stopniowo w mułki szarobrunatne, smugowane, z widocznymi szczątkami roślinnymi (3,60–3,35 m p.p.t.), torfy czarne rozłożone, zawierające nierozłożone fragmenty liści i łodyg barwy brunatnej (3,35–0,75 m p.p.t.), mułki organiczne, brunatno-czarne (0,75–0,60 m p.p.t.) oraz mułki jasnobrzowe i brązowe z rdzawymi przebarwieniami (0,60–0,00 m p.p.t.).

Badania przeprowadzono w celu uściślenia wieku sedymentacji osadów organogenicznych w strefie progu Pogórza Karpackiego. Wykonano analizę palinologiczną osadów oraz oznaczony został wiek bezwzględny osadów metodą radiowęglową (tabele 1 i 2). Przeprowadzono również korelacje poziomów pyłkowych badanych profili z profilem ze Świlczy opracowanym przez Mamakową (1962).

Najstarsze osady organiczne zostały stwierdzone w profilu Świlcza-Chałupki. Obejmują one schyłkową część bøllingu, ochłodzenie starszego dryasu, rozwój sosnowych lasów interstadiału allerød, rozwój zbiorowisk tundrowych korelowanych z okresem młodszego dryasu oraz początek ponownej ekspansji borealnych lasów sosnowych okresu preborealnego. Akumulacja kred jeziornych miała miejsce w niewielkim zbiorniku, który powstał prawdopodobnie w wyniku zatarasowania doliny Wężówki przez osuwisko.

Tabela 1

Datowania radiowęglowe techniką AMS

Próbka	Osad	Data
Mrowla 0,53–0,55 m	osad organiczny	1255 ±30 BP (Poz-18363)
Mrowla 4,01–4,03 m	orzeszki <i>Carex</i>	9920 ±60 BP (Poz-18318)
Mrowla 4,24–4,26 m	drewno + Coleoptera	10260 ±60 BP (Poz-18319)
Świlcza-Chałupki 3,1 m	drewno + <i>Carex</i>	12030 ±70 BP (Poz-18313)
Świlcza-Chałupki 3,2 m	osad organiczny	12310 ±60 BP (Poz-18314)

Tabela 2

Datowania radiowęglowe konwencjonalne

Próbka	Osad	Data
Rudna Wielka 1,0 m	osad organiczny	2800 ±60 BP (Gd-12507)
Rudna Wielka 3,3 m	osad organiczny	10170 ±140 BP (Gd-15495)
Rudna Wielka 3,7 m	osad organiczny	11280 ±220 BP (Gd-30028)

Osady z Mrowli w świetle datowań radiowęglowych i badań palinostratygraficznych były akumulowane w okresie od początku okresu preborealnego do okresu subatlantyckiego włącznie, a profil z Rudnej Wielkiej nawet może obejmować osady starsze. Datowania radiowęglowe oraz porównanie sukcesji pyłkowych z Mrowli z sukcesją ze Świlczy opracowaną przez Mamakową (1962) pozwoliły na reinterpretację ujęcia stratygraficznego tej autorki. Należy przyjąć, że osady w Świlczy nie obejmują interstadiału allerød, a wyłącznie młodszy dryas i holocen.

Badane przez autorów profile Mrowla i Rudna Wielka, a także stanowiska Świlcza (Mamakowa, 1962) oraz Świlcza i Trzciana (Starkel i in., 2002) położone są w obrębie rozległej równiny torfowej wypełniającej dno doliny potoku Mrowla, lewego dopływu Wisłoka. Początek sedymentacji osadów organicznych miał miejsce na przełomie młodszy dryas i holocenu. Rozwój torfowiska związany był z podparciem ujścia doliny Mrowli do doliny Wisłoka przez szybko narastający w holocen stożek Wisłoka. Akumulacja torfów, których miąższość dochodzi do 4–5 m, obejmuje cały holocen. Obecnie długość równiny wynosi około 9,5 km, a szerokość dochodzi do około 0,5–0,8 km. Pierwotny zasięg zbiornika był znacznie większy i sięgał jeszcze do około 2 km na południe. Jego brzeżna część została bowiem przykryta przez mulkowo-piaszczyste utwory deluwialne, proluwialne oraz aluwialne, osadzające się u wylotów dolinek rozcinających płaskowyż lessowy, których rozwój należy wiązać z działalnością rolniczą człowieka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 19 kwietnia 2007 r.

Józef CHOWANIEC, Bogusław PORWISZ, Barbara OLSZEWSKA

Wstępne wyniki badań geologicznych otworu Dobrowoda G-1 w rejonie Buska Zdroju

Otwór Dobrowoda G-1 wykonany został w miejscowości Dobrowoda, która pod względem administracyjnym, znajduje się w powiecie buskim, w gminie Busko Zdrój, w województwie świętokrzyskim. Pod względem fizycznogeograficznym omawiany obszar usytuowany jest w obrębie Niecki Soleckiej. Obszar ten położony jest w dorzeczu Wisły, która przepływa w odległości około 13 km na SE od dokumentowanego otworu. Rejon pomiędzy Buskiem Zdrój a Solcem Zdrój charakteryzuje się przebiegiem struktur blokowo-fałdowych o kierunku NW–SE poprzecinanych poprzecznymi uskokiemi. Otwór Dobrowoda G-1 usytuowany jest w jednej ze struktur pomiędzy uskokiemi Radzanowa a uskokiemi Korczyna. Badania sejsmiczne wykazały w obrębie jury i kredy szereg dyslokacji podłużnych, poprzecznych i skośnych o dwóch dominujących kierunkach NW–SE i NE–SW, które założeniom strukturalnym nadają formę budowy blokowej.

Najstarszymi osadami, jakie stwierdzono wierceniami w rejonie dokumentowanego otworu Dobrowoda G-1 są utwory prekambryjskie, na których stwierdzono osady dewonu, karbonu i triasu. Jura reprezentowana jest jedynie przez malm i osiąga dużą miąższość od 960 m (otwór Radzanów 4) do 1430 m (otwór Radzanów 2). W rejonie Buska jurę nawiercono również głębszymi otworami hydrogeologicznymi B-19, B-14, B-15. Utwory cenomanu występują w charakterystycznej fa-cji piasków i piaskowców glaukonitowych, miejscami zlepieńcowatych z wkładkami margli piaszczystych z glaukonitem. Miąższość tego piętra jest niewielka i waha się najczęściej w granicach od 10,0 do 30,5 m w ujęciach wód siarczkowych Buska Zdroju, natomiast kreda w pełnym profilu rozpoznana została otworem Solec 2, na głębokości od 96,0–164,0 m. W rejonie otworu Dobrowoda G-1 neogen reprezentują utwory zalegające na różnych ogniwach skał jurajskich oraz kredowych i reprezentowane są przez piętro miocenu (karpat, baden i sarmat). Na omawianym obszarze maksymalne miąższości utworów miocenu stwierdzono w otworach w okolicy Stróżyska (165,0 m).

Z dokumentowanego otworu Dobrowoda G-1 opracowano mikropaleontologicznie łącznie 47 próbek. Głównym komponentem zespołów mikrofauny w badanym materiale skalnym są otwornice miocenu. Podrzędnie występują otwornice kredy górnej i jury górnej (kimeryd–tyton).

Charakterystyka stratygraficzna zespołów miocenu przedstawia się następująco:

1. Interwał: 20,0–100,0 m, wczesny sarmat (wołyn). W spągu tego interwału (100,0 m) można wyróżnić poziom z licznym *Anomalinoides dividens* Łuczkowska.
2. Interwał: 110,0–122,0 m, późny baden (kosow). Tę część charakteryzuje obecność *Anomalinoides dividens* Łuczkowska, *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerina concinna* Reuss.
3. Interwał: 122,0–170,0 m — formacja z Krzyżanowic (poziom ewaporatowy). Interwał ten wiekowo obejmuje baden górny i część badenu dolnego. Charakterystycznym składnikiem zespołów mikrofauny badenu górnego (do głębokości 156,0 m) jest *Velapertina indigena* Łuczkowska. Natomiast interwał 158,0–170,0 m charakteryzuje obecność otwornic dolnego badenu (morawu) z *Orbulina suturalis* Brönnimann, *Paragloborotalia mayeri* (Cushman & Ellisor), *Uvigerina acuminata* Hosius.
4. Interwał: 176,0–224,0 m, wczesny baden (moraw). Charakterystycznym komponentem mineralnym zespołów mikroskamieniałości tego interwału jest glaukonit towarzyszący otwornicom z gatunków: *Praeorbulina glomerata* (Blow), *Dentoglobigerina baroemoenensis* (Le Roy), *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Uvigerina semiornata* d'Orbigny.

5. Interwał: 234,0–256,0 m ? karpat późny. Zespoły otwornic miocenu składają się z form o bardzo małych rozmiarach i zrekrystalizowanych skorupkach. Do charakterystycznych gatunków należą: *Globoconella* aff. *bykovae* (Aisenstadt), *Tenuitella inaequiconica* (Subbotina), *Globigerinoides trilobus* (Reuss).

6. Interwał: 260,0–300,0 m. W interwale tym występuje zespół otwornic wczesnego badenu (morawu) ze *Spirorutilus carinatus* (d'Orbigny), *Martinotiella communis* (d'Orbigny), *Ehrenbergina serrata* Reuss, *Melonis barleeanus* (Williamson), *Cibicidoides pachyderma* (Rzehak), *Bulimina striata* d'Orbigny, *Globigerina bulloides* d'Orbigny.

Odnosnie opisanych zespołów otwornic miocenu można stwierdzić, że interwały 1–5 wykazują naturalną sukcesję zespołów od późnego karpatu do wczesnego sarmatu. Natomiast interwał 6 (głębokość 260,0–300,0 m), zawiera prawdopodobnie, otwornice wczesnego badenu (morawu) przemieszczone w szczeliny zalegających niżej piaskowcowych i marglistych utworów kredy górnej oraz późnojurajskiego zlepu muszlowego.

Otwornice kredy górnej (kampan–mastrycht) towarzyszą zespołom miocenijskim głównie w interwale 160,0–278,0 m, w ilościach śladowych (kilka okazów). Wyjątek stanowi próbka z głębokości 170,0 m (spąg formacji z Krzyżanowic), w której najdrobniejszy odsiew (poniżej 0,15 mm) składa się głównie z przedstawicieli górnokredowych rodzajów *Hedbergella* i *Heterohelix*. Z tej grupy wiekowej stwierdzono również obecność: *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Contusotruncana contusa* (Cushman), *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli), *Whiteinella baltica* Douglas & Rankin. Mikrofauna ta pochodzi prawdopodobnie z rozmytych, niewielkiej miąższości, utworów kampanu–mastrychtu.

Pojedyncze otwornice charakterystyczne dla górnej jury napotkano w interwale: 234,0–292,20 m. Charakterystycznym komponentem zespołów były występujące masowo kalcytowe pryzmy powstałe podczas rozpadu muszli małżów. Zespół otwornic składał się głównie z gatunków: *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama), *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Trocholina* cf. *conica* (Schlumberger), *Ichnusella* cf. *burlini* (Gorbatchik) oraz przedstawicieli rodzajów *Spirillina* i *Lenticulina*. Oznaczone gatunki otwornic obejmują swym zasięgiem strop jury i początek neokomu, najprawdopodobniej jednak zespół reprezentuje późną jurę (kimeryd–tyton). Otwornicom towarzyszyły nieliczne gładkościennie i ornamentowane małżoraczki i koprolity potwierdzające płytkowodne środowisko akumulacji osadu.

Uwzględniając wyniki makroskopowych badań próbek skał, badań geofizycznych oraz mikropaleontologicznych w otworze Dobrowoda G-1 wyróżniono następujące interwały litostratygraficzne:

- 0,0–4,0 m piaski i gliny piaszczyste (czwartorzęd),
- 4,0–244,0 m iły, piaski, piaskowce, margle i wapienie (neogen),
- 244,0–265,0 m piaskowce, zlepieńce z wkładkami ilasto-marglistymi (kreda ?),
- 265,0–300,0 m piaskowce (jura).

Badania litostratygraficzne wykonane na podstawie próbek z wiercenia Dobrowoda G-1 pozwalają na zmianę poglądów dotyczących budowy geologicznej dokumentowanego terenu. Do utworów neogenu zaliczone zostały osady w przelocie od 4,0 m do 244,0 m, wypełniające rozległy rów, prawdopodobnie erozyjny, o założeniach tektonicznych.

W dyskusji brali udział: T. Malata, W. Ryłko i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 22 listopada 2007 r.

Andrzej ZUBER, Józef CHOWANIEC, Bogusław PORWISZ, Joanna NAJMAN

Geneza wody mineralnej nawierconej w otworze Dobrowoda G-1 w rejonie Buska Zdroju

Geneza wód mineralnych rejonu Buska Zdroju została ostatecznie wyjaśniona badaniami znaczników środowiskowych (Zuber i in., 1997). Dla określenia genezy wody z otworu Dobrowoda G-1 analizy chemiczne i izotopowe tej wody porównano z analizami wód Buska. W tabeli 1 zawarte są stężenia chlorków oraz oznaczenia i wartości dwóch wskaźników hydrochemicznych, które wyraźnie sugerują ługowanie soli jako źródło zasolenia i wykluczają sedymentacyjną wodę badenu znaną z obszaru Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) i Łapczycy koło Gdowa.

W tabeli 2 pokazane są najważniejsze dane izotopowe oraz stężenia nadmiaru ^4He (dla Dobrowody całkowitego He). Natomiast w tabeli 3 pokazane są najważniejsze rezultaty oznaczeń gazów szlachetnych zarówno wód siarczkowych jak i głębszych solanek Buska Zdroju wraz z wiekami wód oszacowanymi z tych danych. Skład izotopowy wód siarczkowych rejonu Buska jest prawie identyczny jak wód holocenijskich tego rejonu, ale brak jest w nich trytu i ^{14}C , co sugeruje zasilanie wodami opadowymi w okresie jakiegos interglacjału lub interstadiału.

W tabeli 3 pokazane są najważniejsze dane gazów szlachetnych w wodach mineralnych Buska Zdroju. Wysokie stężenia ^4He i ^{40}Ar (stosunek $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ zaczyna przewyższać wartość atmosferyczną, czyli 295,5, dopiero dla wód wyraźnie starszych niż 10 tys. lat) oraz oszacowane z nich wieki wód potwierdzają powyżej przytoczoną hipotezę dotyczącą wieku wód siarczko-

Tabela 1

Wybrane dane hydrochemiczne wód siarczkowych rejonu Buska w porównaniu z typowymi wodami sedymentacyjnymi i wodami zasolonymi wskutek ługowania soli

Miejsce	Cl [g/dm ³]	rNa/rCl	Cl/Br
Busko (margle kredy)	5,7–6,6	1,02	300–350
Winiarski Las (margle kredy)	5,87	0,98	436
Dobrowoda, wpływ z piasków badenu	5,88	1,09	319
Solanki sedymentacyjne badenu GZW	17–32	0,81–0,87	140–177
Woda morska	19,6	0,87	285
Ługowanie soli	do nasycenia	ok. 1,0	>300

Tabela 2

Dane izotopowe wody mineralnej w Dobrowodzie odniesione do najważniejszych danych wód siarczkowych rejonu Buska i porównane z wodami sedymentacyjnymi badenu w GZW (Zuber i in., 2007)

Miejsce	d ¹⁸ O [‰]	d ² H [‰]	Tryt [T.U.]	¹⁴ C [pmc]	⁴ He [10 ⁻⁸ cm ³ /g]
Ujęcie Nurek, woda zwykła	-10,3	-70	~15	35,1	(<2)
Busko, wody siarczkowe	-9,6 ÷ -10,1	-68 ÷ -73	0,0	0,0 ± 1,0	12000–15400
Winiarski Las	-10,3	-73,4	0,0	n.m.	n.m.
Dobrowoda	-9,8	-71,5	0,0	0,9 ± 1,0	9500 ± 500
Solanki badenu GZW	~0,0	~ -3	0,0	0,0 ± 1,0	n.m.

Tabela 3

Najważniejsze dane gazów szlachetnych wód mineralnych Buska oraz oszacowane temperatury wody w czasie zasilania (NGT) i wieki w tysiącach (ka) i milionach lat (Ma)

Miejsce	⁴ He [10 ⁻⁸ cm ³ /g]	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	Nadmiar ⁴⁰ Ar [10 ⁻⁶ cm ³ /g]	NGT [°C]
Busko, w. siarczkowe	12000–15400	301,3 ± 0,7	8,8 ± 0,2	5,5 ± 0,7
Wiek	90–270 ka		160–480 ka	interglacjalny/ interstadialny
Solanka, otwór B-15	35400	309,5 ± 0,5	17,0 ± 1,7	20,2 ± 1,5
Solanka, otwór B-19	44400	359	50,0	27,7 ± 4,7
Wiek	średnio ~2 Ma		średnio ~5,5 Ma	przedplejstoceni

wych, Buska, a w odniesieniu do solanek określają ich wiek na okres pomiędzy ostatnią transgresją morską w badenie i zimnym klimatem plejstocenu. Składy izotopowe solanek Buska Zdroju i wód siarczkowych rejonu Solca Zdroju są zgodne z taką hipotezą (Zuber i in., 1997).

Istnienie w północnej części zapadliska przedkarpackiego silnie zasolonych wód pochodzących z opadów atmosferycznych zachodzących po transgresji morskiej w badenie nasuwa wątpliwości dotyczące źródła zasolenia. Tłumaczenie opierające się na istnieniu licznych inkluzji i przewarstwień solnych w gipsach nie jest wystarczające ilościowo, zwłaszcza biorąc pod uwagę obfity samowypływ w Dobrowodzie oraz wcześniejsze istnienie źródeł wód silnie zasolonych. Wbrew utartym poglądom, należy przyjąć, że na tym obszarze, a dokładniej nawet znacznie poza obecną północną granicą zapadliska, istniała oprócz facji siarczanej także facja solna, która nie była dobrze odizolowana od wód infiltracyjnych, co spowodowało jej kompletne wyługowanie, a jedynym jej reliktem jest istnienie silnie zasolonych wód pochodzenia atmosferycznego.

Dodatkowym argumentem za taką hipotezą mogą być składy izotopowe wód krystalizacyjnych gipsów zapadliska przedkarpackiego (Hałas, Krause, 1982), które wykazały równowagę nie z wodą morską, lecz z wodami infiltracyjnymi różnych klimatów.

Reasumując, wody siarczkowe rejonu Buska Zdroju, w tym woda z Dobrowody, pochodzą z opadów w okresie od około 90 do ok. 300 tys. lat temu. Wody te nie są odseparowane od współczesnej infiltracji, a więc są odnawialne. Jednak ich zasolenie i mineralizacja powstały poza obecnym obszarem zapadliska i są reliktem nieistniejącej już facji solnej.

W dyskusji brali udział: T. Malata, W. Ryłko i prelegenci.

Poseidzenie odbyło się w dniu 22 listopada 2007 r.

Michał KRAWCZYK

Kontakt strefy krynickiej płaszczowiny magurskiej z jednostką Grajcarka i pienińskim pasem skałkowym w rejonie Jaworek (polskie Karpaty zewnętrzne)

Referat zawiera wyniki badań kartograficznych (1:10 000) nad kontaktem pienińskiego pasa skałkowego z jednostką Grajcarka i podjednostką krynicką płaszczowiny magurskiej w rejonie Jaworek. Przeanalizowano również pozycję tzw. „autochtonicznego magurskiego paleogenu” (Birkenmajer, 1979) wewnątrz pienińskiego pasa skałkowego (pps).

Na wspomnianym obszarze badania prowadzone były od przełomu XIX i XX w. Istotny wkład w zrozumienie zagadnień geologii pps wraz z obszarem z nim kontaktującym uczynili Horwitz (1929, 1933, 1937, 1938, 1963), Andrusov (1930, 1938), Świdziński (1934), Birkenmajer (1954, 1958, 1958a, 1960, 1963c, 1965, 1973f, 1977), Birkenmajer i Geroch (1961), Birkenmajer i Pazdro (1963b, 1968), Birkenmajer i Wieser (1956), Birkenmajer i Oszczypko (1989), Sikora (1962, 1968a), Książkiewicz, (1956). Na tym zrębie oparte są prace późniejszych autorów: Jurewicz (1997, 2005), Wierzbowski i in. (2004), Oszczypko i in. (2004, 2005).

W rejonie objętym badaniami kartograficznymi występują głównie utwory pienińskiego pasa skałkowego oraz utwory płaszczowiny magurskiej. Wyróżnić można również ogniwa zaliczane do jednostki Grajcarka. Podczas prac terenowych, których efektem stała się mapa geologiczna w skali 1:10 000 wraz z przekrojami i kolumnami stratygraficznymi zrewidowano tezy wysunięte przez Birkenmajera (1958, 1979) — okienny charakter utworów sukcesji (jednostki) czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego, przynależność wiekową *fliszu szlachtowskiego* oraz przynależność wiekową i strukturalną fliszu paleogeńskiego („autochtoniczny magurski paleogen”). Zaproponowano również łączność sukcesji (jednostek) braniskiej i niedzickiej pienińskiego pasa skałkowego.

W rejonie badań występuje kilka stref litofacjalno-tektonicznych. Na północy są to utwory płaszczowiny magurskiej (ogniwo piaskowców z Piwnicznej) oraz jednostki Grajcarka (formacje: łupków ze Szlachtowej, łupków z Malinowej oraz Jarmucka). Dalej ku południowi mamy odsłonięcia sukcesji niedzickiej (utwory węglanowe formacji wapienia pienińskiego, formacji wapienia czorsztyńskiego, formacji wapienia z Kapuśnicy, utwory krzemionkowe — czerty radiolariowe formacji radiolarytów z Czajakowej, czarnych radiolarytów formacji radiolarytów z Sokolicy, utworów marglistych formacji margli z Jaworek oraz fliszowych formacji sromowieckiej) oraz sukcesji czorsztyńskiej (formacja wapieni ze Smolegowej, formacja wapieni spiskich, formacja wapieni dursztyńskich, formacja łupków ze Skrzypnego). Najbardziej południowe części obszaru objętego pracami kartograficznymi zajmują częściowo utwory jednostki (sukcesji) braniskiej (formacja wapienia pienińskiego, formacja wapienia z Kapuśnicy, czerty radiolariowe formacji radiolarytów z Czajakowej, formacja radiolarytów z Sokolicy, ciemne wapienie formacji wapienia z Al-gäu oraz formacja margli z Jaworek).

W ogniwie piaskowców z Piwnicznej występują gruboławicowe piaskowce i zlepieńce z cienkimi wkładkami słabowapnistych łupków. Osady zwyczajowo zaliczane do „magurskiego autochtonicznego paleogenu” (Birkenmajer, 1979) uważane przez niego za posttektoniczną pokrywę osadową zdeponowaną na w pełni sfałdowanych i ponasuwanych na siebie sukcesjach pienińskiego pasa skałkowego. Autor nie widzi tutaj oznak osadzenia się „paleogenu” na sukcesjach pienińskiego pasa skałkowego, lecz wystawianie tej serii spod mezozoiku pasa skałkowego. Odsłonięcia „paleogenu” mają charakter czysto okienny. Dodatkowo prezentują one daleko idące litologiczne podobieństwo do piaskowców i zlepieńców formacji Jarmuckiej jednostki Grajcarka. Cechą charakterystyczną osadów formacji Jarmuckiej są węglanowe klasty o średnicy do 3 mm występujące wśród głównego materiału sedymentacyjnego. Klasty te zwyczajowo zwane są „pryszczami”. Zawierają je również dyskusyjne utwory zaliczane przez Birkenmajera (1979) do „magurskiego autochtonicznego paleogenu”. W opisywanych utworach ich ilość nie jest tak duża jak we właściwych osadach formacji Jarmuckiej. Badania makroskopowe pozwalają postawić twierdzenie, że osady te stanowią część utworów zaliczanych do formacji Jarmuckiej jednostki Grajcarka. Ponadto na badanym obszarze piaskowce te i zlepieńce kontaktują bezpośrednio z *czarnym fliszem szlachtowskim* (formacja ze Szlachtowej jednostki Grajcarka (toark-aalen; Birkenmajer, 1977), alb-cenoman (Oszczypko i in., 2004)). Stanowi to więc kolejny argument za przypisaniem ich do formacji Jarmuckiej. Formacja Jarmucka (Birkenmajer, 1979) ma stratygraficzny kontakt z formacją łupków z Malinowej (cenoman-kampan; Birkenmajer, Oszczypko, 1989) oraz kontakt tektoniczny z formacją szlachtowską jednostki Grajcarka (Oszczypko, 2004). Na obszarze badań, formacja szlachtowska nasunięta jest na formację Jarmucką, niekiedy także na formację łupków z Malinowej. Formacja Jarmucka występuje w dwóch strefach, okalających od południa i południowego wschodu oraz od północy i północnego zachodu dużą czapkę tektoniczną jednostki (sukcesji) niedzickiej. Utwory te łączą się poniżej spągu osadów sukcesji niedzickiej. Tak więc, cała jednostka Grajcarka nakryta jest trzema sukcesjami pienińskiego pasa skałkowego, a w części południowo-zachodniej stanowi duże okno tektoniczne rozszerzające się w kierunku wschodnim. Taką interpretację geologiczną wskazywały już prace Książkiewicza (1972), Jurewicz (1997) oraz Oszczypko (informacje ustne).

Jednostka czorsztyńska występuje na opisywanym terenie w postaci czapek tektonicznych oderwanych od swego podłoża i zalegających na jednostce Grajcarka lub płaszczowinie magurskiej. Jest to przeciwne poglądom Birkenmajera (1977 i późniejsze), który uważa, że utwory tej sukcesji występują tutaj w obszarach okiennych. Autor widzi w tym miejscu duże czapki tektoniczne utworów sukcesji czorsztyńskiej i niedzickiej. Serie upadów zebranych w trakcie badań terenowych wskazują właśnie taki układ tektoniczny.

Wnioski

Jednostka (sukcesja) czorsztyńska na omawianym terenie nie jest związana trwale ze swoim podłożem, lecz stanowi element oderwany od niego i nasunięty na utwory jednostki Grajcarka i strefy krynickiej płaszczowiny magurskiej, w formie czapek tektonicznych — „pływających bloków”.

„Magurski autochtoniczny paleogen” (Birkenmajer, 1979) ma bardzo duże podobieństwo litologiczne do facji fliszowej formacji jamuckiej jednostki Grajcarka. Wiek tych osadów nie został biostratygraficznie udokumentowany. Mimo to, został on zaliczony do formacji jamuckiej jednostki Grajcarka.

Jest duże prawdopodobieństwo, że utwory jednostki (sukcesji) niedzickiej w północnej części obszaru badań oraz jednostki braniskiej na południu mogły kiedyś należeć do jednej większej płaszczowiny.

Występujące na obszarze badań terenowych utwory *czarnego fliszu* formacji szlachtowskiej pomimo braku danych faunistycznych, a ze względu na ich stratygraficzną pozycję — bezpośredni kontakt z łupkami pstryimi formacji łupków z Malinowej (cenoman–kampan; Birkenmajer, Oszczypko, 1989) — zaliczono do środkowej kredy (alb–cenoman; Oszczypko, 2005).

W dyskusji brali udział: J. Chowaniec, R. Kopciowski, T. Malata, B. Olszewska, Z. Paul, W. Ryłko, J. Skulich, A. Wójcik i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 29 listopada 2007 r.

Jakub CZERWIEC

Budowa geologiczna płaszczowiny śląskiej w okolicach Wisły i Jablunkowa

Celem referatu było zaprezentowanie wyników pracy magisterskiej autora pt.: „Budowa geologiczna płaszczowiny śląskiej w rejonie Wisły”. W pracy tej opisany został fragment płaszczowiny śląskiej zlokalizowany w Beskidzie Śląskim, na pograniczu polsko-czeskim pomiędzy Wisłą, Nýdkiem i Jablunkovem. Cały teren badań zawiera się w obrębie jednostki tektonicznej niższego rzędu: płaszczowinie godulskiej. Na obszarze tym znajdują się utwory typu fliszowego obejmujące interwał wiekowy od kredy wczesnej do najmłodszej kredy późnej (od aptu do maastrichtu) i są to, od najstarszych: warstwy lgockie, piaskowiec ostrawicki, warstwy godulskie (trójdzielne) i dolne warstwy istebniańskie. Profil jest ciągły, pozbawiony luk stratygraficznych. Całkowita jego miąższość wynosi około 2000 metrów.

Warstwy lgockie reprezentowane są przez drobnorytmiczny flisz piaskowcowo-łupkowy. Piaskowce i łupki są silnie skrzemionkowane, zwykle o ciemnych barwach i charakterystycznej kostkowej łupliwości, warstwowane poziomo lub skośnie.

W północno-zachodniej części terenu zlokalizowane są wychodnie piaskowca ostrawickiego. Są to gruboławicowe, glaukonitowe, silnie skrzemionkowane piaskowce. Ich spąg stanowi strop warstw lgockich, a strop wyznacza spąg dolnych warstw godulskich. Ich wiek na podstawie pozycji w profilu oraz opinii innych badaczy (Słomka, 1995) został określony na cenoman. Autor zaproponował zaliczenie tych piaskowców do warstw godulskich jako ich najniższe ogniwo. Piaskowce te występują lokalnie tylko w zachodniej części płaszczowiny śląskiej, w Beskidzie Śląskim i Morawsko-Śląskim, głównie na terenie Republiki Czeskiej.

Warstwy godulskie dolne zbudowane są z drobno- i średnioławicowych, drobno- i średnioziarnistych piaskowców. Grubość ich ławic waha się w przedziale od kilku do kilkunastu centymetrów. Są one barwy ciemnoszarej, laminowane poziomo. Niekiedy występuje warstwowanie konwolutive w górnej części ławic piaskowcowych. Są dobrze wysortowane. W ich składzie dominuje kwarc oraz glaukonit i muskowit. Piaskowce te są stosunkowo twarde. Ich spoiwo jest krzemionkowe, często krzemionkowo-wapniste. Na spągach ławic piaskowcowych występują hieroglify prądowe. Piaskowce przeławicowane są szarozielonymi, ciemnymi łupkami ilastymi.

Warstwy godulskie środkowe to grubo- i średnioławicowe piaskowce przeławicowane szarozielonymi łupkami ilastymi. Piaskowce są drobno- i średnioziarniste z wyraźną gradacją ziarna, dobrze wysortowane, warstwowane poziomo. W ich składzie dominuje kwarc, a także glaukonit i muskowit. Są one koloru szarozielonego. Ich spoiwo jest krzemionkowe i krzemionkowo-wapniste. Na spągach ławic piaskowcowych znajdują się liczne hieroglify prądowe.

Warstwy godulskie górne zbudowane są ze średnio- i cienkoławicowych piaskowców. Są średnio- i drobnoziarniste. Zdarzają się wkładki grubszych ławic piaskowców gruboziarnistych. W ich składzie dominuje kwarc oraz glaukonit i muskowit. Występuje w nich uziarnienie frakcyjne, materiał jest dobrze wysortowany. Są laminowane poziomo, przeławicowane ciemnozielonymi lub czarnymi łupkami ilastymi, rzadziej marglisto-ilastymi.

Warstwy istebniańskie dolne wykształcone są w formie od drobno- do gruboławicowych piaskowców z licznymi soczewkami zlepieńców oraz nielicznymi wkładkami łupków. Miąższość ławic dochodzi do kilku metrów, ale dominują miąższości od 0,5 do 2 metrów. Grubsze ławice są najczęściej amalgamowane. Piaskowce te są od drobno- po gruboziarni-

ste, a nawet zlepieńcowate. Dominuje w nich frakcja grubsza. Są one z reguły słabo wysortowane, z gradacją ziarna. Zbudowane są z kwarcu, skaleni i muskowitu. Stopień obtoczenia ziaren jest w nich słaby i bardzo słaby. Na świerzym przełomie mają barwę jasnoszarą a wietrzeją na charakterystyczny, żółto-rdzawy kolor. Spoiwo w nich jest głównie ilaste, rzadziej ilasto-krzemionkowe lub ilasto-żelaziste. Taki rodzaj spoiwa sprawia, że skały te są słabo spoisłe, rozsypliwie. Czasami zdarzają się twardsze piaskowce o spoiwie krzemionkowym. W obrębie pojedynczych ławic zdarza się po kilka poziomów z grubszą frakcją. W zlepieńcach, które występują w postaci poziomów i soczew wewnątrz ławic piaskowców, dominują dobrze obtoczone okruchy kwarcowe; otoczaki egzotyków są rzadkie i są to głównie granity, gnejsy i kwarcyty. Zlepienie te mają spoiwo ilasto-żelaziste, któremu zawdzięczają charakterystyczne, rdzawe zabarwienie oraz sporą rozsypliwłość na zwietrzałych powierzchniach. Wielkość okruchów waha się od 3 do 10 cm.

Utwory znajdujące się na badanym terenie tworzą szerokopromienną, rozległą synklinę o niewielkiej amplitudzie. Jej oś biegnie z północnego wschodu na południowy zachód i pogrąża się ku południowi. Taka prosta budowa fałdowa uwarunkowana jest przez dominujące na tym obszarze, stosunkowo sztywne, piaskowcowe i piaskowcowo-łupkowe kompleksy warstw godulskich i istebniańskich o sporej miąższości. Synklina ta jest asymetryczna. Jej zachodnie skrzydło jest nachylone bardziej stromo (kąty upadu warstw w przedziale 10–40°) niż wschodnie (10–25°) i zajmuje większy obszar, przez co odsłaniają się w nim starsze utwory. W centrum synkliny występuje zjawisko morfologicznej inwersji terenu, wywołane stosunkowo dużą odpornością na wietrzenie gruboławicowego kompleksu warstw istebniańskich, który tworzy tutaj pozytywne formy terenu.

W terenie badań zaobserwowany został duży uskok zrzutowo-przesuwczy, na którym założony został potok Hluchová. Ma on przebieg z północnego zachodu ku południowemu wschodowi. Jego południowo-zachodnie skrzydło zostało zrzucone i przesunięte na północny zachód względem skrzydła północno-wschodniego.

Krótko zaprezentowany został schemat środowiska sedymentacji warstw godulskich oparty na pracy Słomki z 1995 roku, zmodyfikowany przez autora. W późnym cenomanie rozpoczyna się wypiętrzanie fragmentów grzbietu śląskiego, co powoduje zwiększenie tempa sedymentacji. Warunki depozycji kształtuje wiele czynników, zarówno regionalnych jak i lokalnych. Do regionalnych należały: ruchy tektoniczne związane z przesuwaniem płyt litosfery, eustatyczne zmiany poziomu morza oraz warunki klimatyczne. Czynniki lokalne to: konfiguracja basenu i otaczających grzbietów, rozmiary i budowa kordyliery śląskiej, tempo wypiętrzania wysp oraz ilość powstającego materiału okruchowego. W dolnym turonie większe obszary grzbietu śląskiego zostają wynurzone. Powstały wtedy tzw. wyspa Beskidu Morawsko-Śląskiego oraz wyspa Beskidu Śląskiego i Małego. Obie te wyspy miały charakter wysokogórski i charakteryzowały się szybkim, chociaż zróżnicowanym tempem wypiętrzania. Z wysp tych usypywane były trzy rozległe stożki napływowe. Stożki Beskidu Śląskiego i Małego tworzyły jeden ciągle obszar sedymentacyjny z wyraźnym zazębieniem się osadów lobów depozycyjnych, ale z odrębnymi traktami kanałowymi. W środkowym turonie następuje redukcja ilości dostarczanego materiału okruchowego, która najprawdopodobniej spowodowana była spowolnieniem tempa wypiętrzania kordyliery. Na granicy turon-koniak, w wyniku nałożenia się dwóch znaczących czynników: krótkotrwałego, ale znaczącego obniżenia się poziomu morza oraz wzrostu tempa wypiętrzania grzbietu nastąpiło zwiększenie tempa sedymentacji, a także zmiana jej charakteru. Osady deponowane były szybko w formie rozległych lobów depozycyjnych. W dolnym senonie zmieniła się konfiguracja basenu. W środkowej i wschodniej jego części tempo ruchów wypiętrzających było większe. W zachodniej części doszło do wynurzenia południowych części grzbietu. Efektem przesuwania się aktywności kordyliery była zmiana charakteru sedymentacji. Odsłaniające się w Beskidzie Śląskim (także Morawsko-Śląskim i Małym) warstwy godulskie mają charakter osadów lobów depozycyjnych oraz wachlarza lobowego i stożkowego. Sporadycznie występują sekwencje kanałowe. Zasięg wychodni warstw godulskich górnych wskazuje na powiększenie obszaru sedymentacji w porównaniu z warstwami godulskimi środkowymi. Nieco później doszło do zwiększenia tempa wypiętrzania wyspy Beskidu Śląskiego i Małego, czego efektem jest depozycja grubego kompleksu skalnego o charakterze silikoklastycznego fartucha. Zapisem skalnym tego zjawiska są zlepienie malinowskie.

W dyskusji brali udział: J. Chowaniec, W. Granoszewski, R. Kopciowski, T. Malata, P. Nescieruk, Z. Paul, W. Rączkowski, W. Ryłko, J. Skulich, A. Wójcik i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 13 grudnia 2007 r.

ODDZIAŁ ŚWIĘTOKRZYSKI

Jan MALEC

Profil z pogranicza warstw świętomarskich, pokrzywiańskich i nieczulickich w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich

W dewonie środkowym (żywet) regionu łysogórskiego, pomiędzy silikoklastykami warstw świętomarskich a ilasto-węglanowymi osadami warstw nieczulickich, występuje interesujący kompleks skał węglanowych — warstw pokrzywiańskich, określanych dotychczas jako wapienie rafowe (Czarnecki, 1950; Pajchłowa, 1957). Zostały one rozpoznane na przestrzeni około 5 km pomiędzy Skałami na wschodzie a Bostowem na zachodzie. W profilu dewonu synkliny bodzentyńskiej, utwory te wyróżniają się wyraźnym zmniejszeniem miąższości w kierunku zachodnim. W rejonie Skały–Pokrzywianka mają one około 9–10 m, w Bostowie około 1 m, a zanikają pomiędzy Bostowem i Śniadką. Sekwencja osadów tworzących warstwy pokrzywiańskie była znana jedynie z fragmentarycznych małych odsłonień — łomików, bez możliwości prześledzenia jej kontaktów z warstwami świętomarskimi i nieczulickimi, ograniczającymi tę jednostkę od spągu i stropu. W rejonie Pokrzywianki, w profilu stratotypowym warstw pokrzywiańskich, w rowie badawczym odsłonięto osady z pogranicza warstw świętomarskich, pokrzywiańskich i nieczulickich.

Warstwy świętomarskie

Stropową część warstw świętomarskich rozpoznano w około 6-metrowym profilu złożonym z łupków ilasto-mułowcowych z podrzędnym udziałem cienko- i średnioławicowych piaskowców kwarcowych oraz osadów węglanowych. W zbadanej sekwencji warstw świętomarskich występują od spągu:

- mułowce i iłowce z pojedynczymi cienko- i średnioławicowymi piaskowcami kwarcowymi (100 cm);
- wapienie zapiaszczone złożone ze skorodowanych małych fragmentów o nieregularnym kształcie, długości 3–10 i grubości 2–4 cm, tkwiących luźno w brunatnych iłowcach i mułowcach. Gruzły wapieni występują w obrębie 45 i 70 cm warstw rozdzielonych zielonoszarymi mułowcami o 30 cm grubości (145 cm);
- łupki ilasto-mułowcowe poziomo laminowane o zielonoszarej barwie (135 cm);
- łupki ilasto-mułowcowe częściowo wapniste o barwie brunatnej, z 10 i 26 cm warstwami piaskowców drobnoziarnistych słabo wapnistych o barwie szarej i brunatnej (80 cm);
- wapienie zapiaszczone o barwie brunatnej z rozproszoną fauną ramienionogów, liliowców i gałązkowych tabulatów (65 cm);
- łupki ilasto-mułowcowe szarozielone poziomo laminowane (45 cm);
- wapienie zapiaszczone z glonami i ramienionogami. Występują w postaci gruzłów o nieregularnym kształcie i nierównej powierzchni, o grubości kilku i długości do 6 cm, tkwiących w brunatnych iłowcach i mułowcach (30 cm).

Warstwy pokrzywiańskie

Sekwencja warstw pokrzywiańskich, występująca w ciągłości sedimentacyjnej z warstwami świętomarskimi złożona jest z kilku odmian litologicznych utworów węglanowych. W około 9-metrowym profilu, w następstwie stratygraficznym od dołu wyróżniono:

- wapienie organodetrytyczne o ciemnoszarej barwie utworzone z ciągłych warstw o 12–20 cm grubości. Występują w nich szczątki ramienionogów i liliowców (50 cm);
- wapienie organogeniczne złożone z warstw o 12–25 cm grubości, zbudowane z dużych bulastych stromatoporooidów o średnicy do 20 cm, tworzących wapienie biolitytowe. W stropie występuje ławica o 15 cm grubości złożona z pojedynczych płaskich stromatoporooidów (85 cm);

- wapienie: pakstony ramienionogowo-liliowcowe i wakstony ramienionogowo-głonowe z rozproszonymi bulastymi i lamelarnymi stromatoporoidami, ślimakami, trylobitami, ramienionogami i dużymi osobniczymi tetrakoralami (450 cm);
- łupki margliste szarozielone z liliowcami i małżoraczkami (55 cm);
- wapienie mikrytowe czarne złożone z ławic o grubości do 20 cm, z fauną ramienionogów, liliowców, gałązkowych tabulatów oraz gniazdowo rozmieszczonych bulastych i lamelarnych stromatoporoidów. W obrębie wapieni występują wkładki margli o 7–40 cm grubości z fauną małżoraczków, tentakulitów, styliolin, mszywiół, liliowców, ramienionogów i ślimaków (160 cm);
- łupki margliste beżowzielone z 10 cm warstwą wapieni organodetrytycznych w stropie. W łupkach obecna fauna ramienionogów, trylobitów, mszywiół, ślimaków, małżoraczków, tentakulitów i otwornic (80 cm).

W wapieniach warstw pokrzywiańskich licznie występuje fauna jamochłonna, która w różnym natężeniu rozprzeżniona jest w obrębie prawie całej jednostki. Wstępną charakterystykę taksonomiczną tej grupy skamieniałości wykonała E. Sarnecka. W dolnej części warstw pokrzywiańskich, zwarte ławice wapieni o charakterze biolitytów zbudowane są głównie ze stromatoporoidów *Hermatostroma* sp. Wyżej w profilu występuje zróżnicowany zespół jamochłonów, reprezentowany przez następujące taksony: *Alveolites suborbicularis* Lamarck, *A. taenioformis* Schluter, *A. cf. parvus* Lecompte, *Blothrophyllum* ? sp., *Ceratophyllum* cf. *heterophylloides* (Krech), *Chaetetes* ? *yuannanensis* (Mansuy), *Coenites* sp., *Crassialveolites crassus* Lecompte, *Heliolites porosus* (Goldfuss), *Nordophyllum* sp., *Stromatopora* sp., *Syringopora* sp., *Thamnopora* sp.

W górnej części warstw pokrzywiańskich, w przeławieniach marglistych stwierdzono bogate zespoły małżoraczkowe reprezentowane przez takie formy jak: *Amphissites perfectus* Adamczak, *Bairda dispar clinata* Adamczak, *Bairdiocypris rhenana* (Kegel), *Bufina unicornuta* Adamczak, *Jenningsina heddebauti* Milhau, *Microcheilinella fecunda* (Pribyl & Snajdr), *Ropolonellus kettneri* (Pokorny), *Roundyella calceolae* (Gürich), *Sulcella (Postsulcella) abundans* Pokorny, *Svantovites primus* Pokorny, *Polyzygia symmetrica* Gürich, *Acratia* sp., *Bairda* sp., *Coelonella* sp., *Cryptophyllum* sp., *Cytherellina* sp., *Evlanella* sp., *Fabalicypis* sp., *Fellerites* sp., *Gerbeckites* sp., *Hanaites* sp., *Kirkbyella* sp., *Pronipantex* sp., *Pribylites* sp.

Warstwy nieczulickie

Spągowy odcinek jednostki odsłonięto w około 5-metrowym profilu złożonym z łupków ilastych o barwie zielonoszarej z rozproszoną fauną małżów. W łożowcach występują pojedyncze warstwy wapieni mikrytowych o grubości do 10 cm.

Uwagi końcowe

W wyniku przeprowadzonych badań określono charakter wykształcenia litologicznego warstw pokrzywiańskich oraz ich relację z osadami warstw świętomarskich i nieczulickich. Sekwencja warstw pokrzywiańskich odpowiada wapieniom biostromalnym, w których dolnej części na odcinku około 0,85 m występują stromatoporoidowe wapienie biolitytowe. Granicę spągową warstw pokrzywiańskich ustalono arbitralnie, w miejscu pojawienia się uławiconych wapieni organodetrytycznych bez udziału materiału terygenicznego. W stropowej części leżących poniżej warstw świętomarskich, na odcinku około 5 m, wśród osadów terygenicznym pojawiają się składniki węglanowe. Występują one w postaci domieszki w spoiwie, jako szkielety bioklastów lub wapienie zapiaszczone ze szczątkami fauny. Granicę stropową warstw pokrzywiańskich ustalono w miejscu wyraźnego kontrastu litologicznego skał. Przebiega ona w stropie marglisto-wapiennych utworów węglanowych z bogatą bentoniczną fauną, graniczącą od góry z bezwapnistymi łożowcami warstw nieczulickich. Warstwy pokrzywiańskie powstały na obszarze podmorskiego spłylenia obejmującego rejon depozycji głównie piaszczystych facji warstw świętomarskich. Ich geneza nie była związana z postulowanymi w przeszłości ruchami wypiętrzającymi fazy pokrzywiańskiej (Czarnocki, 1950). Osady z pogranicza warstw świętomarskich, pokrzywiańskich i nieczulickich datowane są na najwyższą część poziomu *varcus* środkowy.

W dyskusji brali udział: J. Gagol, M. Kuleta, A. Romanek, Z. Szczepanik i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 7 marca 2007 r.

Maria KULETA, Marta SZUNKE, Stanisława ZBROJA

Archiwum fotografii geologicznej Oddziału Świętokrzyskiego Państwowego Instytutu Geologicznego

Inspiracją do podjęcia prac nad sporządzeniem zbioru archiwalnych fotografii, dokumentujących działalność Oddziału Świętokrzyskiego PIG, była zapoczątkowana przez Centralne Archiwum Geologiczne w Warszawie w 2003 roku organizacja „Archiwum polskiej fotografii geologicznej”.

Podstawą organizacji regionalnego archiwum w Oddziale Świętokrzyskim były negatywy fotograficzne wykonane przez H. Topaczewską (fotografa Oddziału w latach 1960–1989) oraz Z. Rubinowskiego (negatywy pozyskane od żony geologa, zmarłego w 1997 r.). Z lat późniejszych wykorzystano negatywy M. Kulety, uzupełnione pracami S. Zbroi, T. Wróblewskiego, S. Salwy, W. Treli, J. Malca, M. Studenckiego, Z. Złonkiewicza, J. Urbana i innych. Z olbrzymiej liczby czarno-białych i kolorowych negatywów wybrano około 2000, które zeskanowano i zapisano w formie elektronicznej (na płytach CD). Z tego zbioru wybrane fotografie przeniesiono do komputerowego katalogu opracowanego w programie *Extensis Portfolio 8*. Katalog ten zawiera obecnie 579 fotografii, ujętych, podobnie jak w CAG, w siedmiu galeriach tematycznych: ludzie, budynki, stanowiska, wydarzenia, okazy i kolekcje, prace geologiczne, inne. Obok zdjęć zeskanowanych znajdują się w nim również kolorowe fotografie wykonane w systemie cyfrowym przez pracowników Oddziału po 2000 roku. Wszystkie opisano z ustaleniem (w miarę możliwości) miejsca, czasu i okoliczności zdarzeń wraz z identyfikacją osób i autorów zdjęć. Bardzo pomocne przy opisie zdjęć były uwagi Z. Kowalczeńskiego, L. Lenartowicza, T. Wróblewskiego i wielu innych pracowników.

Zasadniczą treść przedkładanego opracowania, stanowiącego pierwszy etap prac nad zaprezentowaniem fotograficznej kroniki z działalności Oddziału Świętokrzyskiego PIG, są płyty CD z zarejestrowanym katalogiem fotografii, który stanowić będzie integralną część organizowanego przez CAG „Archiwum polskiej fotografii geologicznej”. Główni wykonawcy opracowania zdają sobie sprawę z niedociągnięć w charakterystyce prezentowanych fotografii, zwłaszcza w zakresie identyfikacji osób. Dane te będą uzupełniane, a katalog powiększany w miarę pozyskiwania nowych zdjęć, informacji i środków finansowych.

Prelegentki zaprezentowały audiowizualny pokaz kilkudziesięciu fotografii wybranych z każdej galerii tematycznej opracowanego archiwum fotografii Oddziału Świętokrzyskiego Państwowego Instytutu Geologicznego w Kielcach. Wybrane zdjęcia z tego archiwum prezentowane były także w formie posteru na LXXVII Zjeździe Naukowym Polskiego Towarzystwa Geologicznego Kielce 28–30.06.2006.

Temat został zrealizowany w okresie wrzesień 2005 – grudzień 2006, w Oddziale Świętokrzyskim Państwowego Instytutu Geologicznego przez pracowników Oddziału przy współpracy pracowników Centralnego Archiwum Geologicznego PIG w Warszawie.

W dyskusji brali udział: Z. Kowalczeński, L. Lenartowicz, J. Malec, S. Salwa, M. Studencki i prelegentki.

Posiedzenie odbyło się w dniu 21 marca 2007 r.

Wiesław TRELA, Jan MALEC

Zapis izotopowy zdarzenia Hangenberg (górný dewon) w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich

Późnodewońskie zdarzenie Hangenberg oraz związany z nim kryzys biotyczny łącznie są ze zmianami poziomu morza w dobie *praesulcata*. Dane z Ameryki Południowej wskazują, że wahania eustatyczne w tym czasie miały związek z rozwojem lądolodu na półkuli południowej. Ciągłe przejście między dewonem i karbonem w Górach Świętokrzyskich stwierdzono w kamieniołomie Kowala oraz rowie badawczym, wykonanym w jego północnym sąsiedztwie. Pogranicze dewonu i karbonu reprezentowane jest przez: (1) cienkoławicowe i gruzłowe wapienie z fauną *Wocklumeria*, (2) szare i ciemne łupki o miąższości od 2,2 (kamieniołom) do 2,7 m (rów badawczy), (3) wapienie mikrytowe o miąższości około 1,3 m oraz (4) osady marglisto-wapienne o miąższości około 18 m z wkładkami tufitów. Szare i ciemne łupki oraz nadległe wapienie obejmują środkowy i górny poziom *praesulcata*.

Ogółem wykonano 67 oznaczeń stosunków izotopowych węgla w próbkach wapieni mikrytowych (42 próbki pobrano z rowu badawczego a 25 próbek z kamieniołomu). Probki węglanowe rozpuszczano przez 24 godziny w 100% kwasie ortofosforowym, w temperaturze 25°C. Skład izotopowy wyekstrahowanego CO₂ zmierzono przy użyciu trójkolektorowego spektrometru *Finnigan Mat Delta+*. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ podano w odniesieniu do wzorca V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite) przy błędzie standardowym wynoszącym 0,02‰. W rowie opróbowano osady pogranicza dewonu i karbonu — w zakresie poziomów konodontowych *expansa-sandbergi*. W kamieniołomie pobrano próbki z interwału obejmującego górną część poziomu *expansa* i *praesulcata*. W wapieniach mikrytowych środkowej/górnej części poziomu *praesulcata* zarejestrowano pozytywną anomalię $\delta^{13}\text{C}$. W rowie badawczym wartości $\delta^{13}\text{C}$ wahają się między 2,15 a 2,7‰, natomiast w kamieniołomie między 2,19 a 2,31‰. W obrębie tej anomalii zaznaczają się jednak przesunięcia w kierunku niższych wartości, w rowie badawczym nawet poniżej 0‰. Anomalii pozytywnej na izotopowej krzywej węglowej odpowiada anomalia ujemna na krzywej tlenowej.

Zbieżność zmian na krzywych izotopowych tlenu i węgla z Kowali pozwala przypuszczać, że rejestrują one wahania składu izotopowego wody morskiej w interwale między późnym dewonem a wczesnym karbonem. Precyzyjne datowanie biostratygraficzne wskazuje, że odcinek krzywej o najwyższych wartościach $\delta^{13}\text{C}$ związany jest ze zdarzeniem Hangenberg. Pozytywną anomalię, korelowaną z tym zdarzeniem, odnotowano również na krzywej izotopowej węgla w Belgii, Alpach Karnickich i masywie reńskim. Anomalia ta interpretowana jest jako zapis deficytu w wodzie morskiej lżejszego izotopu węgla, będącego skutkiem zwiększonej pierwotnej produkcji organicznej, która z kolei była konsekwencją wzmożonej dostawy substancji odżywczych z łądu podlegającego procesom erozyjnym w czasie niskiego stanu morza. Dane z wielu profili na świecie wskazują, że spadek poziomu morza odnotowany w górnej części poziomu *praesulcata* był poprzedzony krótkotrwałą transgresją, której zapisem w kamieniołomie Kowala (podobnie jak w Reńskich Górach Łupkowych) są ciemne łupki. Badania geochemiczne tego interwału, opublikowane w pracy Marynowskiego i Filipiaka, dowodzą obecności anoksji w strefie fotycznej oraz wielkich pożarów na łądach związanych zżywioną w tym czasie aktywnością wulkaniczną. Dzik i Olempska udokumentowali w rowie badawczym kryzys biotyczny — zbieżny z końcem sedimentacji farnieńskiego wapienia z *Wocklumeria* — który dotknął zespoły amonitowe, konodontowe i małżoraczkowe. Zmiany te miały związek z zaburzeniami klimatycznymi i wahaniami poziomu morza.

W dyskusji brali udział: A. Romanek, S. Salwa, Z. Szczepanik i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 28 marca 2007 r.

Jan MALEC, Maria KULETA

Analiza litofacjalna i petrograficzna szarogłazów syluru warstw niewachlowskich z Niestachowa

W rejonie Niestachowa, powyżej łupków graptolitowych warstw prągowieckich środkowego ludlowu, w ciągłości sedimentacyjnej leży około 400-metrowa sukcesja szarogłazów warstw niewachlowskich. Wyróżniono w jej obrębie 10 głównych odmian facjalnych o randze ławic. Podstawą wyróżnienia facji były kryteria litologiczno-sedymologiczne, w tym wielkość frakcji, uławicenie, stosunek piaskowców do łupków i struktury sedimentacyjne. Najgrubsze frakcje osadów stwierdzono w środkowej części serii szarogłazowej.

Zlepieńce uziarnione frakcjonalnie. Facja ta wyróżnia się gradacyjnym rozmieszczeniem składników ziarnistych od spągu do stropu ławic. Największe otoczaki występują w ławicach najgrubszych dochodzących do 1,9 centymetrów miąższości. W cieńszych warstwach materiał okruchowy jest zazwyczaj lepiej wysegregowany. Składniki okruchowe zlepieńców polimiktycznych, na ogół o bardzo dobrym stopniu obtoczenia, tkwią w piaszczysto-mułowcowym spoiwie o składzie materiału ziarnistego. W ławicach grubszych, w części spągowej występują duże litoklasty mułowców i iłowców o płaskich kształtach i rozmiarach od 0,5 do kilkunastu centymetrów średnicy, a także litoklasty piaskowców kwarcowych o kulistych lub dyskowatych kształtach, średnicy 5–8 cm.

Zlepieńce piaszczyste uziarnione frakcjonalnie. W ławicach zlepieńców występuje materiał okruchowy dwóch frakcji: żwirowej i piaskowej. Udział frakcji żwirowej obejmuje ponad 50% miąższości ławic. W dolnej części ławic na odcinku 8–25 cm, uziarniony frakcjonalnie materiał żwirowy przechodzi stopniowo ku górze we frakcję piaskową. Największe otoczaki o zróżnicowanym składzie znajdują się w dolnej, kilkucentymetrowej części ławic. Udział materiału żwirowego zmniejsza się stopniowo ku górze warstw. W ich dolnej części stanowi on od 30 do ponad 50% objętości skały. Grubość ławic wynosi od 40 do 200 cm.

Piaskowce zlepieńcowate uziarnione frakcjonalnie. Facja ta charakteryzuje się przewagą frakcji piaskowej średnio- i gruboziarnistej nad żwirową. Wyróżnia się obecnością uziarnionego frakcjonalnie materiału żwirowego i piaszczystego w dolnych częściach ławic, które graniczą erozyjnie z leżącymi niżej osadami ilasto-mułowcowymi lub piaskowcowymi. Udział frakcji żwirowej wynosi do 15% objętości ławic. Frakcja żwirowa obecna na odcinku 1,5–3 cm przechodzi stopniowo ku górze w piaskową. Przeciętne rozmiary frakcji żwirowej wynoszą około 2–3 mm, największe otoczaki osiągają średnicę 5 mm. Grubość warstw wynosi od 40 do 90 cm.

Piaskowce uziarnione frakcjonalnie i laminowane poziomo. Facja ta złożona jest z piaskowców szarogłazowych głównie średnio- i gruboziarnistych, od cienko- do gruboławicowych. Dolne części ławic są uziarnione frakcjonalnie, wyższe laminowane poziomo, rzadziej także przekątnie w małej skali. Dolna powierzchnia ławic jest erozyjna. W grubszych ławicach a także w niektórych cieńszych występuje uziarnienie frakcjonalne jednokrotne, natomiast w obrębie piaskowców cienkoławicowych obecne są zestawy z uziarnieniem frakcjonalnym wielokrotnym, rozdzielone cienkimi elementami laminowanymi poziomo. Grubość ławic wynosi od 5 do 40 cm.

Piaskowce laminowane poziomo i konwolutnie. Fację tworzą piaskowce drobnoziarniste, cienkoławicowe o grubości warstw od 7 do 10 cm. W dolnej części warstw występuje interwał poziomo laminowany, który wyżej przechodzi w element laminowany przekątnie w małej skali lub utworzony ze struktur konwolutnych wykształconych w postaci pojedynczych lub kilku zestawów rozdzielonych cienkim elementem o laminacji falistej.

Piaskowce uziarnione frakcjonalnie z tocząciami uzbrojonymi. Facja złożona jest ze zwięzłych piaskowców szarogłazowych średnio- i gruboziarnistych, średnio- i gruboławicowych, w których materiał detrytyczny spojony jest szarogłazowo-węglanowym matriks. W dolnych częściach ławic występuje uziarniony frakcjonalnie materiał okruchowy, w górnych obecny jest cienki element o słabo zaznaczonej laminacji poziomej, rzadziej przekątnej w małej skali. W dolnych, a także w środkowych częściach ławic rozmieszczone są toczące uzbrojone o kulistym kształcie, średnicy od 2 do 26 cm, zbudowane z materiału szarogłazowego o frakcji drobniejszej od wchodzącej w skład ławic w obrębie których występują. Grubość ławic wynosi od 20 do 120 cm.

Piaskowce z litoklastami iłowców. Fację tę tworzą piaskowce kwarcowe drobno- i średnioziarniste dobrze wysortowane lub piaskowce szarogłazowe średnio- i gruboziarniste. Znaczna część ławic jest utworzona z materiału ziarnistego rozmieszczonego frakcjonalnie w całej ich objętości. W innych, ponad dolnym członem uziarnionym frakcjonalnie występuje element laminowany poziomo. W dolnej, jak również i w wyższej części ławic rozmieszczone są horyzontalnie litoklasty iłowców o średnicy od kilku do kilkunastu i grubości do kilku centymetrów. Grubość ławic piaskowców kwarcowych wynosi od 10 do 50 cm, a piaskowców szarogłazowych od 20 do 70 cm.

Piaskowce i mułowce. Facja ta złożona jest z ławic piaskowców szarogłazowych średnio- i gruboziarnistych, cienko- i średnioławicowych, rozdzielonych warstwami mułowcowymi o podrzędnym miąższościowo udziale. Człon mułowcowy związany jest jednym aktem depozycyjnym z leżącą niżej warstwą piaskowcową. W dolnych częściach ławic piaskowcowych występuje frakcjonalne uziarnienie materiału okruchowego, w górnych — obecny jest element laminowany poziomo i rzadziej przekątnie w małej skali. Grubość warstw piaskowcowych i mułowcowych wynosi od kilku do kilkudziesięciu centymetrów.

Mułowce i piaskowce. Obejmuje osady złożone z warstw mułowców o grubości od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów, rozdzielonych cienkoławicowymi piaskowcami szarogłazowymi. Mułowcowe wykazują słabo zaznaczoną laminację poziomą. Warstwy piaskowców zbudowane są głównie z poziomo laminowanego osadu o frakcji drobnopiaszczystej. W dolnej części nielicznych warstw piaskowcowych widoczny jest interwał o słabo wyrażonym uziarnieniu frakcjonalnym.

Mułowce. Fację tę tworzą osady mułowcowe i ilasto-mułowcowe o zielonoszarej barwie, poziomo laminowane lub o słabo wyrażonej laminacji. Mułowce tworzą warstwy złożone z alternacji grubszych lamin frakcji mułowej i cieńszych frakcji iłowej. W obrębie facji mułowcowej występują pojedyncze warstwy cienkoławicowych piaskowców. Facja ta obejmuje sekwencje o grubości od kilkudziesięciu centymetrów do 7 metrów.

Wyniki badań petrograficznych

Zlepieńce warstw niewachlowskich pod względem uziarnienia należą do odmian drobnoziarnistych, a pod względem składu szkieletu ziarnowego do odmian polimiktycznych. Zawartość spoiwa kwalifikuje je do orto- i parazlepieńców. Litoklasty reprezentowane są głównie przez fragmenty wulkanitów i skał osadowych. Albitowy skład skałeni w litoklastach skał wulkanicznych pozwala na zaliczenie ich do odmian albitowych: ryolitów albitowych, dacytów albitowych, trachitów albitowych i diabazów albitowych.

Piaskowce warstw niewachlowskich wykazują zróżnicowany skład szkieletu ziarnowego i spoiwa oraz zmienne uziarnienie i stopień obtoczenia ziarn. W poszczególnych odcinkach profilu odpowiadają one wakom litycznym, wapnistym wakom litycznym o składzie zbliżonym do zlepieńców, rzadko arenitom sublitycznym i litycznym a sporadycznie arenitom kwarcowym. Piaskowce wyróżnione jako różnokruchowe wapniste waki lityczne, zostały po raz pierwszy stwierdzone w profilu warstw niewachlowskich.

Źródłem materiału dla powstania piaskowców i zlepieńców był niszczony, reaktywowany orogen zbudowany ze skał piaskowcowo-mułowcowych oraz pokrywa lawowa i tufowa kontynentalnego łuku wulkanicznego o kwaśno-obojętnym charakterze wulkanizmu. Okruchy skał wulkanicznych oraz ziarna kwarcu pochodzenia wulkanicznego uznano za materiał epiklastyczny.

Warunki sedymentacji

Początek sedymentacji osadów szarogłazowych w rejonie Niestachowa datowany jest na wczesną dobę *leintwardinensis*. W skali globalnej, miało wówczas miejsce największe obniżenie poziomu wód oceanicznych od początku syluru. Depozycja najbardziej grubokruchowych osadów w środkowej części sukcesji szarogłazowej Niestachowa, może przypadać na okres maksymalnego obniżenia poziomu oceanów oraz wzmożonej aktywności tektonicznej w obszarze źródłowym. Struktury sedymentacyjne występujące w szarogłazach warstw niewachlowskich są typowe dla turbidytowego systemu depozycyjnego o różnej gęstości w środowisku głębokomorskim. Materiał detrytyczny złożony i obrobiony w strefie brzegowej i przybrzeżnej zbiornika morskiego, był redeponowany w jego głębsze partie grawitacyjnymi spływami podwodnymi. Analiza facjalna osadów wskazuje, że są one charakterystyczne dla obszarów podmorskich stożków. Facje zlepieńców oraz gruboławicowych piaskowców, w tym z intraklastami i tocząciami uzbrojonymi, były akumulowane w kanałach rozprowadzających, najprawdopodobniej na obszarach obejmujących dystalną część stożka środkowego. Obecność w zlepieńcach i piaskowcach okruchów skał węglanowych oraz bioklastów wskazuje, że w trakcie transportu materiału szarogłazowego niszczone były również wewnątrzbasenowe osady platformy węglanowej.

W dyskusji brali udział: A. Romanek, W. Trela, S. Zbroja i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 11 kwietnia 2007 r.

Wiesław TRELA, Halina WOJTYNA

Stanowiska przyrody nieożywionej między Wiórami a Nietuliskiem (NE obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich)

Wióry i Nietulisko położone są w dolinie dolnego biegu rzeki Świśliny, około 12 km na SE od Starachowic. Pod względem geologicznym obszar ten jest częścią NE obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich, zbudowanego głównie ze skał triasu i jury, spod których lokalnie odsłaniają się „wyspy” skał paleozoicznych. W dolnym odcinku doliny Świśliny, łączącej się w Nietulisku Dużym z doliną Kamiennej, odsłaniają się skały dolnego i środkowego triasu. W sąsiednim Kałkowie-Godowie znajduje się najmłodsze Sanktuarium Maryjne w Polsce, natomiast w drodze do Starachowic można zobaczyć obiekty staropolskiego zagłębia przemysłowego, będące pozostałością intensywnej działalności górniczo-hutniczej, rozwijającej się na tym terenie w pierwszej połowie XIX w. Stanowiska przyrody nieożywionej w dolinie Świśliny są zatem dodatkowym atutem tego obszaru, zachęcającym do uprawiania coraz popularniejszej geoturystyki. Poza malowniczym usytuowaniem, doskonale nadają się do popularyzacji geologii tego obszaru, leżącego nieco na uboczu głównych szlaków turystycznych Gór Świętokrzyskich. Co zatem można zobaczyć w tej głęboko wciętej w pokrywę lessową i podłoże triasowe dolinie?

Przy zaporze zbiornika wodnego Wióry odsłaniają się skały dolnego triasu–środkowego pstręgo piaskowca. Reprezentowane przez brunatne i wiśniowe gruboławicowe piaskowce przeławicane mułowcami, tworzące formację z Wiór (ok. 20 m), powyżej których występują brunatne mułowce i iłowce formacji z Samsonowa (ok. 10 m). Są to utwory rzek roztokowych i/lub słabo meandrujących, w których rozpoznano osady korytowe, równi zalewowych i gładów krewasowych. W osadach tych zidentyfikowano liczne tropy kręgowców i bezkręgowców, które obecnie zgromadzone są w Muzeum Przyrody i Techniki w Starachowicach.

Okolo 1,5 km w kierunku NE, na prawym brzegu Świśliny znajduje się nieczynny kamieniołom, w którym można obserwować wyjątkową niezgodność kątową między dolomitami środkowego dewonu i brunatnymi piaskowcami dolnego/środkowego triasu. Natomiast po lewej stronie rzeki, w wąskim wąwozie odsłaniają się piaskowce dolnego dewonu. Skały te tworzą strukturę Godowa — „wyspę” paleozoiczną odsłaniającą się spod pokrywy mezozoicznej i kenozoicznej. Zdaniem Jaroszewskiego struktura ta ma charakter zrębowo-luskowy lub zrębowo-fleksurowy. Dolomity nachylone są w kierunku od WSW do SSW pod kątem 42 do 67°. Reprezentowane są przez kryptokrystaliczne laminity związane ze środowiskiem międzyzływowym. Na stropowych powierzchniach niektórych ławic w dolnej części profilu pojawiają się poligonalne struktury z wysychania. Natomiast, piaskowce triasu nachylone są na południe pod kątem od 21 do 30°.

W łomie znajdującym się we wsi Witulin, będącej kiedyś częścią Dołów Biskupich, można obserwować kontakt piaskowców najwyższego retu (widoczna miąższość — ok. 7 m), tworzących warstwy z Krynek, z wapieniem muszlowym (widoczna miąższość — ok. 12 m). Warstwy z Krynek reprezentowane są przez: (1) piaskowce gruboławicowe z zestawami warstwowania przekątnego w małej skali, (2) cienko- i średnioławicowe piaskowce i mułowce z warstwowaniem przekątnym w małej skali oraz ripplemarkami prądowymi na powierzchni stropowej warstw piaskowcowych, (3) warstwę gruboziarnistego piaskowca z licznymi otoczkami i warstwowaniem przekątnym w dużej skali. Warstwy z Krynek interpretowane są jako osady regresywne deponowane przez deltę piaszczystą wkraczającą na obszar przybrzeża. Trias środkowy tworzą wapienie i dolomity z fauną ramienionogów, krynoidów, ślimaków oraz ooidami i onkoidami. Piaskowce warstw z Krynek oraz skały węglanowe wapienia muszlowego można również obserwować w licznych bocznych dolinkach, łączących się z doliną Świśliny, poniżej kamieniołomu w Witulinie.

W dyskusji brali udział: M. Kuleta, J. Malec, S. Salwa i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 18 kwietnia 2007 r.

Andrzej ROMANEK

Mechanizm powstawania deformacji glacitektonicznych w osadach kenozoicznych okolic Gorzowa Wielkopolskiego

W okolicach Gorzowa Wielkopolskiego rozpoznano struktury glacitektoniczne, które stosując kryterium wielkości włączono do trzech kategorii: I, II i III rzędu. Większość rozpoznanych i zinterpretowanych na badanym obszarze glacitektonicznych struktur deformacyjnych III rzędu jest podobna do form tektonicznych. Przybierają one postać łusek i fałdów rozpowszechnionych zwłaszcza w podłożu plejstocenu oraz w obrębie najstarszych — nidziańskich utworów glacialnych. Przekonywującą interpretację genetyczną tego rodzaju deformacji przedstawił Rotnicki. Według Rotnickiego główną

przyczyną strukturogeną jest wysoki gradient zmian obciążeń podłoża lądolodu w jego strefie czołowej. Wysokiemu naciskowi w strefie pokrytej lodem towarzyszy, poza zasięgiem lądolodu, strefa nie obciążona. W układzie naprężeń oś naprężenia głównego przybiera kierunek pionowy. W podłożu lądolodu powstają i rozprzestrzeniają się w kierunku przedpola wklęsłe powierzchnie ścięć, wzdłuż których następnie dochodzi do przemieszczeń mas skalnych.

W uproszczonych realiach badanego terenu rozwój tego rodzaju ścięć i powstanie struktur łuskowo-fałdowych miało miejsce głównie w momencie transgresji pierwszego tu — nidziańskiego lądolodu. Podłoże stanowiła cienka pokrywa łań formacji poznańskiej oraz utwory piaszczysto-mułkowe formacji adamowskiej miocenu.

W strefie czołowej lądolodu, pod wpływem zróżnicowanego obciążenia, w łań i mułkach formacji poznańskiej i adamowskiej miocenu powstały wklęsłe powierzchnie zniszczeń i wzdłuż nich dochodziło do transportu glacytektonicznego osadów spod lądolodu na jego przedpole. W pobliżu kontaktu lądolodu z podłożem i przedpołem tworzyły się łuski (formy III rzędu) zbudowane z osadów mioceńskich. Ich części korzeniowe pozostały pod lądolodem i zostały zakonserwowane, pozostały materiał został wyciśnięty na przedpole i tam podlegał niszczeniu poprzez obrywy, osuwiska, działalność różnych procesów denudacyjnych opisanych przez Rotnickiego. Tego rodzaju łuski i towarzyszące im zafałdowania rozpowszechnione na pograniczu utworów plejstoceniowych i starszych stanowią podstawowy rys architektoniczny tej strefy. Przedstawiona interpretacja opisuje proces powstawania i częściowej destrukcji najbardziej na analizowanym terenie rozpowszechnionych struktur trzeciego rzędu.

Duże i głębokie, wypełnione utworami glacialnymi deformacje pierwszego i drugiego rzędu wymagają odrębnego potraktowania, choć mechanizm zaburzający pozostaje ten sam. Głównym problemem jest uzasadnienie utworzenia i propagacji powierzchni ślizgowych odpowiednio stromych i głębokich by sięgały — tak jak to stwierdza się w profilach otworów wiertniczych — do około 150–200 m od powierzchni terenu. Idea rozwiązania tego problemu może być następująca.

Pojawiające się na drodze lądolodu obniżenie powierzchni o genezie najczęściej erozyjnej zostaje wypełnione uwolnionym z jego stopy materiałem morenowym. Depozycja glin bazalnych odbywa się w różnych warunkach hydrologicznych dając w efekcie gliny o różnym uziarnieniu, a także wkładki piasków gliniastych, glin piaszczystych lodowcowych. W skrajnym przypadku można otrzymać relatywnie miększe zespoły żwirów i piasków ze żwirami i głazami. Gliny lodowcowe dodatkowo obciążają preplejstoceniowe — najczęściej mioceńskie podłoże. Obciążenie lądolodem i uwolnionymi zeń glinami wytwarza w podłożu nowe pole naprężeń oraz generowane przez nie głębiej i dalej penetrujące powierzchnie ścięć. Niektóre z nich przekształcają się w powierzchnie ślizgów, wzdłuż których dokonuje się transport mas podłoża na dalsze przedpole lądolodu.

Opisany przebieg wydarzeń może powtórzyć się kilkakrotnie dając w efekcie głębokie, wypełnione materiałem glacialnym lądolodu zaburzającego depresje i strefę form pozytywnych (elewacje) na przedpolu lądolodu. Obie strefy charakteryzują się wewnętrzną budową łuskową. Stopień skomplikowania tej budowy rośnie gdy czoło lądolodu oscyluje, zmieniają się parametry hydrologiczne, lub zachodzą zmiany miąższości lodu. Wszystkie te czynniki zaburzają stan równowagi i mogą prowadzić do powstawania dodatkowych powierzchni ścięć w osadach. Obie strefy — depresyjna i elewowana powstały w założonych warunkach stagnacji czoła lądolodu. Łatwo przewidzieć, że dalsza transgresja może dokonać poważnych zniszczeń strefy elewowanej, aż do zupełnego unicestwienia wyniesienia glacytektonicznego na powierzchnię, choć powinny zachować się struktury korzeniowe. Najczęściej jedynym efektem opisanego procesu są struktury depresyjne wypełnione zaburzonym materiałem glacialnym.

W dotychczas analizowanych modelach w oddziaływaniu lądolodu na podłoże uwzględniano przede wszystkim naprężenia statyczne i dynamiczne wywołane obciążeniem lądolodem oraz budowę geologiczną podłoża, od której uzależniona była jego wrażliwość na odkształcenie czyli wartość naprężenia granicznego. W modelu postulowanym, na podłoże oddziałują zarówno lądolód, którego czoło nad nim stagnuje, jak również efekty jego sedimentacji — stale przyrastające osady glacialne. Warto tu dodać, że gliny lodowcowe są około dwukrotnie cięższe niż analogiczna objętość lodu lodowcowego, a także cięższe od wypartych przez nie osadów piaszczystych.

Zarysowany powyżej przebieg procesów, kreujących glacydepresje i glacyelewacje i sterujących wypełnianiem struktur depresyjnych, wywołuje także zaburzenia w dystrybucji materiału glacialnego. Materiał ten jest na drodze swego lodowcowego transportu przechwycony przez glacydepresje. W efekcie lądolód jest w strefie czołowej zubożony w materiał glacialny i nie wykształca, lub wykształca niewielkie pozytywne formy strefy marginalnej. Także w przypadku dalszego awansu lądolodu należy się liczyć z tworzeniem się cienkiej i miejscami nieciągłej pokrywy glin lodowcowych w dotychczasowej strefie szerokiego przedpola stagnującego lądolodu. Podczas transgresji skandynawski materiał glacialny przechwycony przez depresje zostanie zastąpiony tworzywem pobranym z niszczonych elewacji glacytektonicznych obecnych na przedpolu lądolodu. Ponieważ glacyelewacje utworzone były w przewodzie z osadów podłoża, można się spodziewać, zwłaszcza w spągu glin bazalnych deponowanych na przedpolu do niedawna stagnującego lądolodu, obfitości materiału starszego podłoża stopniowo ku górze uzupełnianego o element skandynawski wraz z dopływem świeżych partii lodu lodowcowego.

W dyskusji brali udział: J. Prażak, M. Romanek, S. Salwa, M. Studencki, W. Trela, Z. Złonkiewicz i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 7 maja 2007 r.

Jan PRAŻAK

Zmiany stanów zwierciadła wód podziemnych na obszarach wyżynnych na przykładzie zlewni rzeki Kamiennej

Wieloletnie zmiany stanów zwierciadła wód podziemnych zachodzą w wyniku cyklicznych zmian zasilania zbiorników wodonośnych przez opady atmosferyczne. Podana poniżej ich charakterystyka w zbiornikach szczelinowo-krasowych na Wyżynie Małopolskiej w zlewni Kamiennej zawiera jedynie ocenę skali i charakteru obserwowanych zmian i uwagi w zakresie dalszych badań mających na celu poznanie ich cykliczności i wpływu na wielkość odpływu podziemnego ze zlewni. Przyczyni się jednak w istotnym stopniu dla opracowania metodyki ustalania „niżówki wód podziemnych”.

Zlewnia rzeki Kamiennej o powierzchni 2000 km² obejmuje tereny położone na Wyżynie Małopolskiej. Zlewnia wód podziemnych pokrywa się na ogół ze zlewnią wód powierzchniowych. Pewne różnice mogą istnieć tylko w części północno-wschodniej, gdzie w zależności od zmian zasilania mogą występować okresowe przesunięcia działu wód podziemnych ze zlewnią Iłżanki. Poza doliną samej rzeki Kamiennej jest to obszar wyżynny. W zlewni występuje szereg poziomów wodonośnych z tym, że analizę zmian stanów zwierciadła wód podziemnych przeprowadzono tylko dla poziomów górnogórskiego i środkowodewońskiego, w których stany zwierciadła wody są mierzone przez PIG w punktach obserwacyjnych SOH 474-1 Kaplica (poziom górnogórski, zbiornik Wierzbica-Ostrowiec) i SOH 385-1 Sieradowice (poziom środkowodewoński, zbiornik Bodzentyń).

W nawiązaniu do charakteru zmian zasilania wód podziemnych przez opady atmosferyczne opracowano ideowy model wieloletnich zmian ich stanów w cyklu obejmującym okres posuszny (około 12 lat) i mokry (około 12 lat), w którym wyróżniono cztery etapy:

- etap a — obniżanie się zwierciadła wody w okresie posuszny;
- etap b — względna stabilizacja zwierciadła wody w okresie posuszny (równowaga hydrodynamiczna);
- etap c — podnoszenie się zwierciadła wody w okresie mokrym;
- etap d — względna stabilizacja zwierciadła wody w okresie mokrym (równowaga hydrodynamiczna).

Następnym krokiem była weryfikacja modelu w oparciu o rzeczywiste zmiany zwierciadła wód podziemnych w punktach obserwacyjnych.

W punkcie SOH 474-1 ujmującym zbiornik górnogórski obserwacje rozpoczęto w 1982 r., w końcu okresu mokrego cyklu ?–1982. Głębokość do zwierciadła wody wynosiła wówczas około 29,3 m. Od 1983 r. rozpoczął się cykl 1983–2002. W okresie posuszny etap obniżania zwierciadła wody (a_2) trwał 11 lat do głębokości 35,2 m i nie zaznaczył się etap jego względnej stabilizacji (b_2). W okresie mokrym wystąpił również trwający tylko 9 lat etap podnoszenia się zwierciadła wody (c_2) do głębokości 33,2 m, bez wystąpienia etapu jego względnej stabilizacji (d_2). W cyklu 2003–? od początku okresu posusznego do 2005 r. trwa kolejny etap obniżania się zwierciadła wody (a_3). Stan maksymalny zwierciadła wody na granicy cyklu 1 i 2 był o 3,9 m wyższy niż na przełomie cyklu 1983–2002 i cyklu 2003–?. Amplituda stanów w cyklu 1983–2002 wynosiła 5,9 m. W punktach obserwacyjnych stacji ujmujących niżej leżący szczelinowo-porowy poziom środkowogórski ciśnienia piezometryczne są nieco wyższe (1–2 m) lecz zmiany stanów zwierciadła wody miały podobny charakter. Etap a_2 w okresie posuszny cyklu 1983–2002 trwał tylko 10 lat i był o rok krótszy niż w poziomie górnogórskim, natomiast etap c_2 był o rok dłuższy i trwał także 10 lat.

W punkcie SOH 385-1 ujmującym zbiornik środkowo- i górnodewoński obserwacje rozpoczęto w 1979 r. Od początku obserwacji do końca okresu mokrego cyklu ?–1982 występował etap względnej stabilizacji zwierciadła wody w okresie mokrym (d_1) przy głębokości zwierciadła wody około 5,1 m. Okres posuszny cyklu 1983–2002 rozpoczął się etapem obniżania zwierciadła wody (a_2), po którym nastąpił etap jego względnej stabilizacji (b_2) na głębokości 8,9 m. W okresie mokrym zaznaczył się tylko etap podnoszenia zwierciadła wody (c_2) do głębokości 6,2 m bez etapu jego względnej stabilizacji. Okres posuszny w cyklu 2003–? rozpoczął się ponownym etapem obniżania się zwierciadła wody (a_3). Stan maksymalny zwierciadła wody na granicy cyklu 1 i 2 był o 1,1 m wyższy niż na przełomie cyklu 1983–2002 i cyklu 2003–?. Amplituda stanów w cyklu 1983–2003 wynosiła 3,8 m.

Pełna charakterystyka wymaga podjęcia badań zmierzających do poznania wzajemnych zależności pomiędzy zasilaniem wód podziemnych przez infiltrację opadów atmosferycznych, stanami ich zwierciadła i zasilaniem rzek odpływem podziemnym. Istotne znaczenie ma też pozycja punktu obserwacyjnego w systemie krążenia wód podziemnych.

W dyskusji brali udział: G. Herman, M. Kos, K. Machowska, T. Młyńczak, M. Studencki i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 16 maja 2007 r.

Sylwester SALWA

Charakterystyka żył kwarcowo-chlorytowych i ich stosunek do deformacji tektonicznych w fyllitach z Podmachocic w Górach Świętokrzyskich

Mineralizacja żyłowa jest ważnym elementem analizy strukturalnej umożliwiającym korelację faz deformacji (Ramsay, Huber, 1983; Twiss, Moores, 1992; Dadlez, Jaroszewski, 1994; Passchier, Trouw, 1996). Jest ona także istotnym wskaźnikiem warunków fizycznych, panujących w trakcie deformacji tektonicznych (Koch, 1983; Ramsay, Huber, 1983; Passchier, Trouw, 1996). Można ją podzielić przyjmując za podstawę podziału kryteria takie jak: skład mineralny, pokrój kryształów czy relacje czasowe z deformacjami tektonicznymi.

Żyły mineralne o zróżnicowanym składzie są powszechnie spotykane na obszarze objętym badaniami. Żyły kwarcowo-chlorytowe występują tu obok mineralizacji kwarcowej, chlorytowej oraz węglanowej — dolomitowo-syderytowej.

Żyły kwarcowo-chlorytowe występują w fyllitach i metapiaskowcach. Ich grubość zazwyczaj nie przekracza 1 cm, a długość 0,3 m, ale sporadycznie mogą osiągać grubość powyżej 10 cm przy długości ponad 8 m. Głównym minerałem budującym żyły jest kwarc, który tworzy najczęściej silnie wydłużone i zdeformowane osobniki w obrębie żył kryształów rozciągniętych, niekiedy o pokroju włóknistym. Towarzyszące mu chloryty to odmiany przeważnie żelazawe. Narastają one na brzegach szczelin lub są rozproszone w formie wrostków w obrębie kwarcu. Rzadziej występują chloryty magnezowe. Pojawiają się one niemal wyłącznie na brzegach żył, gdzie tworzą regularnie wykształcone wachlarze, niekiedy widocznych makroskopowo blaszek. Wewnętrzne partie żył zarastane były przez kwarc. Mineralizacja tego typu często obocznie przechodzi w żyły kwarcowe lub chlorytowe.

Ze względu na stosunek czasowy powstania żył kwarcowo-chlorytowych do procesu deformacji, wyróżnić można żyły pre-, syn- i postdeformacyjne (pre-, syn- oraz postkinematyczne).

Żyły predeformacyjne (prekinematyczne) spotykane są rzadko i osiągają niewielkie rozmiary, a ich granica ze skałą jest ostra. Buduje je wyłącznie kwarc, którego kryształy narastają prostopadle do brzegów szczelin. W wewnętrznych częściach żył syntaksjalnych powszechnie występują szczotki prawidłowo wykształconych kryształów. Mineralizacja o takim pokroju wskazuje na krystalizację zachodzącą w obrębie uprzednio otwartych szczelin, w warunkach dominującej ekstensji. Żyły te w trakcie późniejszych deformacji tektonicznych zostały intensywnie odkształcone tektonicznie. Są one sfaldowane, a w obrazie mikroskopowym widoczne są lamelki deformacyjne oraz rozpad kryształów kwarcu na subziarna.

Żyły syndeformacyjne (synkinematyczne) są najpowszechniej spotykanym typem mineralizacji żyłowej w fyllitach i metapiaskowcach z Podmachocic, co pozwoliło na względnie szczegółowe jej rozpoznanie i określenie relacji z procesami deformacyjnymi. Na podstawie obserwacji terenowych i mikroskopowych żyły te podzielono na: uformowane w etapie wczesnodeformacyjnym, podczas głównej fazy deformacji oraz w końcowym jej etapie.

We **wczesnej fazie deformacji** powstała głównie mineralizacja kwarcowa i kwarcowo-chlorytowa. Często są to żyły kryształów rozciągniętych, a rzadko syntaksjalne. Specyficznym typem są żyły ścięciowe zbudowane z silnie wydłużonych i wzajemnie przerastających się kryształów kwarcu oraz chlorytów żelazawych. Oba minerały posiadają wspólną orientację wydłużenia kryształów, zawsze ustawionych skośnie do ścian szczelin. Podobnie same żyły są skośnie zorientowane względem warstwowania sedymentacyjnego. Skośność ta jest zbliżona do położenia charakterystycznych dla ściąg niskokątowych. Ich płaszczyzny ustawione są zawsze obsekwentnie względem kierunku transportu tektonicznego, a ich ciągłość najczęściej jest przerywana, zwłaszcza na granicach kontrastów litologicznych. Budujący je kwarc wykazuje wysoki stopień zdeformowania przejawiający się obecnością falistego wygaszania światła, rozpadem na subziarna oraz obecnością lametek deformacyjnych. Najprawdopodobniej żyły te są efektem dynamicznej rekryształizacji minerałów w obrębie stref ścinania. Ich rozmiary są niewielkie i rzadko przekraczają 0,5 cm grubości i 5 cm długości.

Podczas **głównej fazy deformacji** uformowane zostały żyły chlorytowe, kwarcowe, kwarcowo-chlorytowe oraz węglanowe. Zbliżniają one szczeliny związane z otwieraniem radialnych spękań przegubowych w fałdach, predeformacyjnych zespołów spękań komplementarnych oraz utworzonej na etapie wczesnodeformacyjnym, starszej generacji kłważu. Najrzadziej żyły lokują się w obrębie odspojeń przegubowych lub w przestrzeniach międzyławicowych. Tworzyły się one także poprzez krystalizację w obrębie tensyjnych szczelin *T* powstałych w wyniku „zadzierania” warstw w związku z posuwem fałdowym. W czasie tego etapu odkształceń tektonicznych deformowane były starsze generacje żył mineralnych, co zaowocowało uformowaniem dwóch generacji lametek deformacyjnych w kwarcu i dolomicie oraz rozpadem kryształów kwarcu na subziarna. Podczas głównej fazy deformacji powstawał także specyficzny typ żył kwarcowo-chlorytowych, będących wynikiem dynamicznej rekryształizacji. Osiągają one grubość przekraczającą 0,3 m i są ściśle związane ze strefami nasunięć, których powierzchnie mineralizują. Prawdopodobnie ze zniszczenia tego typu żył powstały budiny występujące w strefie ścinania podatnego zlokalizowanej ponad pakietem piaskowców kwarcytowych i metapiaskowców w obrębie Kamecznicy Podmachocickiej. Występowanie takiej mineralizacji w obszarach tektonometamorficznych jest powszechnie znane, przy czym często zachowuje ona stałe gabaryty tj. niewielką grubość (kilka do kilkudziesięciu cm) przy znacznej długości, niekiedy nawet ponad kilometr (Nicholson, 1964, 1978; Fitches *et al.*, 1986; Mawer, 1987; Tanner, 1989; Henderson *et al.*, 1990; Jessell *et al.*, 1994).

Żyły antytaksjalne spotykane są stosunkowo rzadko i tworzą niewielkie formy o grubości nie przekraczającej 1 cm i długości nie większej niż kilkanaście cm. Taką budowę wykazują niektóre żyły węglanowe — dolomitowe i syderytowe,

a rzadziej kwarcowo-chlorytowe (Salwa, 2005, 2006a, b). Posiadają one wyraźny szew centralny i najczęściej w różnym stopniu wygięte kryształy, co wskazuje na krystalizację jednoczesną z otwieraniem szczeliny. Powszechnie występują także pasemka inkluzji ułożonych równolegle do ścian szczeliny. Granice tego typu żył ze skałą często są nieostre.

Żyły kryształów rozciągniętych obserwowano powszechnie. Pod względem składu są to głównie żyły kwarcowe i kwarcowo-chlorytowe, a rzadziej także węglanowe. Tworzą niewielkie formy (ich grubość rzadko przekracza 1 cm, a długość 0,3 m) nie posiadające szwu centralnego, a kryształy w ich obrębie najczęściej ustawione są skośnie do ścian szczelin, choć niekiedy spotyka się także ustawione prostopadłe lub niemal równoległe. Tego typu mineralizacja wskazuje na nadążanie krystalizacji za otwieraniem szczeliny, a być może także stymulowanie jej rozwoju przez nadciśnienia porowe roztworów mineralizujących. Granice żył ze skałą są nieostre, a często widać stopniowe przechodzenie do skały otaczającej, co upodabnia je do druz z rekrytalizacji.

Do tego typu żył zaliczyć można także synkinematycznie rekrytalizowane kryształy kwarcu w obrębie otwieranych podczas deformacji radialnych spękań w przegubach i skrzydłach fałdów. Taki sam sposób powstania prezentują żyły zbliżające silnie rozciągane w trakcie deformacji ławice piaskowców kwarcytowych, tworzących załączkowe budiny.

Z końcową fazą deformacji związane są żyły kwarcowe, kwarcowo-chlorytowe oraz węglanowe, które częściowo wykorzystują foliację/warstwowanie oraz istniejący już kłiważ, migrując pomiędzy tymi powierzchniami. Powstawały one w warunkach, w których wzrost minerałów był wciąż sterowany przez naprężenia tektoniczne, dlatego silnie wydłużone, często włókniste kryształy kwarcu wykazują w nich uporządkowanie wyznaczające kierunek lineacji elongacyjnej, zgodny z kierunkiem największego naprężenia głównego σ_1 .

Żyły postdeformacyjne (postkinematyczne) charakteryzują się prostoliniowym przebiegiem, niezależnym od przecinanych przez nie form tektonicznych. Ich powstanie wiąże się z ekstensyjnym otwieraniem stref uskokowych i spękań. Najczęściej są to kwarcowe, rzadziej kwarcowo-chlorytowe żyły syntaksjalne, z powszechnie występującymi szczotkami prawidłowo wykształconych kryształów. Ich granica ze skałą jest ostra, a budujące je kryształy przeważnie narastają prostopadłe do brzegów szczelin. Deformacje obserwuje się w nich rzadko i są one słabsze niż we wcześniej opisanych typach mineralizacji żyłowej. Mineralizacja o takim pokroju wskazuje na krystalizację zachodzącą w obrębie uprzednio otwartych szczelin, w warunkach dominującej ekstensji.

W dyskusji brali udział: M. Studencki, Z. Szczepanik, W. Trela i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 23 maja 2007 r.

Katarzyna MACHOWSKA

Występowanie i hydrodynamika pierwszego poziomu wodonośnego na obszarze arkusza Kielce

Obszar arkusza Kielce położony jest na wysoczyźnie polodowcowej powstałej po ustąpieniu zlodowacenia środkowopolskiego z odsłaniającymi się spod niej garbami starszego podłoża, poprzecinanej dolinami rzek: Bobrzy (w zachodniej i północnej części), Lubrzanki (w południowo-wschodniej części) oraz ich mniejszych dopływów.

Omawiany arkusz 815 znajduje się w środkowomałopolskim regionie hydrogeologicznym z tym, że jego część wschodnia i południowa należą do subregionu świętokrzyskiego.

Zbiorniki wód podziemnych o znaczeniu użytkowym występują w utworach czwartorzędowych (Q), środkowotriasowych (T₂), dolnotriasowych (T₁), górnopermskich (P₃) oraz środkowo- i górnodewońskich (D_{2,3}).

Dla terenu arkusza przeprowadzono rejonizację warunków występowania pierwszego poziomu wodonośnego (PPW) w zależności od relacji pomiędzy PPW a GUPW (głównym użytkowym poziomem wodonośnym wydzielonym na planszy głównej MhP), stratygrafii i litologii dominującego typu zwierciadła (swobodne lub napięte) oraz położenia geomorfologicznego utworów stanowiących pierwszy poziom.

Występowanie pierwszego poziomu wodonośnego na omawianym obszarze

Czwartorzędowe piaski i żwiry dolin rzecznych. Kryteria pierwszego poziomu wodonośnego (PPW) w utworach czwartorzędowych spełniają piaski i piaski ze żwirem w dolinach rzek Bobrzy, Sufragańca i Lubrzanki lecz tylko tam, gdzie obok tarasu holocenijskiego wykształcony jest też taras bałtycki (miąższość 10–20 m). Piaski rzeczne w górnych odciśnięciach tych rzek, podobnie jak i w dolinach ich mniejszych dopływów nie zaliczono do PPW. Spełniają one co prawda kryterium PPW, lecz ze względu na wąskie strefy występowania i niewielką powierzchnię uznano je za część wysoczyzny polodowcowej z garbami starszego podłoża, na której pierwszy poziom wodonośny stanowią starsze poziomy wodonośne. W północnej części arkusza posiadają one najczęściej bezpośredni kontakt hydrauliczny z niżej leżącym, przyjętym za

PPW poziomem dolnotriasowym i górnopermskim. W części centralnej i południowej tworzą one lokalne poziomy zawieszane na niżej leżących półprzepuszczalnych osadach czwartorzędowych.

Piaski czwartorzędowe na wysoczyźnie. Osady czwartorzędowe na wysoczyźnie są wykształcone głównie w postaci półprzepuszczalnych mułków, iłów zastoiskowych (lokalnie piasków) oraz leżących na nich lodowcowych i wodnolodowcowych piaskach i piaskach ze żwirem, a w dolinach mniejszych rzek jak i cieków także piasków rzecznych. Piaski i piaski ze żwirem zalegają w postaci często odizolowanych płatów o miąższości rzadko przekraczającej 10 m. Zawodnione są one jedynie sporadycznie w spagowych partiach i stanowią tylko lokalne poziomy zawieszane na niżej leżących półprzepuszczalnych glinach zwałowych, utworach zastoiskowych lub ilastej zwietrzelinie pokrywającej garby starszego podłoża. Poza rejonem zachodniej części Kielc przylegającym do doliny Bobrzy oraz okolic Bugaja, Brynicy i Szczukowic, nie spełniają one kryteriów PPW.

Wapienie, dolomity, łupki, zlepieńce, piaskowce z przewarstwieniami mułowców, iłów i ilowców, wieku od dewonu środkowego do triasu środkowego. Na mapie PPW wydzielono 21 jednostek występowania pierwszego poziomu wodonośnego. W 15 spośród nich pierwszy poziom wodonośny jest jednocześnie głównym poziomem użytkowym (GUPW—wydzielonym na planszy głównej MhP).

Głębokość występowania pierwszego poziomu wodonośnego jest bardzo zróżnicowana od 1–2 m p.p.t do 98 m p.p.t w Szczukowicach. Poza czynnikami naturalnymi ma na nią także obniżenie zwierciadła wody w lejach depresji dużych ujęć komunalnych Kielc w Zagnańsku i Białogonie. Najmniejszą głębokość występowania PPW 1–2 m p.p.t obserwujemy w dolinach rzecznych. Większa jest na wysoczyźnie, a na garbach starszego podłoża i w leju depresji ujęcia komunalnego w Zagnańsku i w Białogonie (mieści się ona w przedziale 20–50 m p.p.t).

Zwierciadło wód podziemnych PPW w osadach czwartorzędowych jest swobodne, natomiast w starszych poziomach wodonośnych ma charakter swobodny i/lub napięty). W północnej części arkusza w poziomie dolnotriasowym i górnopermskim zwierciadło wody ma charakter mieszany, jednak generalnie dla opisu jednostki przyjęto, że zwierciadło na tym obszarze jest naporowe. Wynika to z faktu, że są to poziomy wielowarstwowe zbudowane z naprzemianległych nieregularnych warstw wodonośnych piaskowców (lokalnie zlepieńców) półprzepuszczalnych mułowców i nieprzepuszczalnych iłów (utwory lądowo-morskie), które są dodatkowo przemieszane wzdłuż licznych uskoków. Taka budowa geologiczna powoduje, że na granicy strefy aeracji często spotykamy ilowce i mułowce napinające zwierciadło wody w niżej leżących warstwach piaskowców. Podobna sytuacja ma miejsce w wyższej części poziomu górnodewońskiego (famen) zbudowanego z naprzemianległych warstw wapieni, margli i łupków marglistych. Poziom ten jest słabo rozpoznany i nie wyznaczono na nim pola hydrodynamicznego przy pomocy hydroizohips, a głębokość jego występowania podano orientacyjnie w nawiązaniu do poziomów sąsiednich.

Na terenach występowania PPW w szczelinowo-krasowych poziomach, środkowotriasowym i środkowodewońskim wraz z dolną partią poziomu górnodewońskiego (fran), zwierciadło wód podziemnych ma również zmienny charakter. Swobodne jest tam, gdzie stabilizuje się bezpośrednio w wapieniach (wychodnie, półprzepuszczalne osady czwartorzędowe w strefie aeracji). Na znacznych obszarach zwierciadło wody jest jednak napięte przez półprzepuszczalne gliny zwałowe i mułkowo-ilaste osady zastoiskowe o miąższości około 20 m (max 40 m).

Zasilanie PPW jest bardzo zróżnicowane, co wynika ze skomplikowanych warunków hydrogeologicznych w tym rejonie. Dominuje zasilanie bezpośrednie na wychodniach warstw wodonośnych, a w przypadku poziomów przedczwartorzędowych również i pośrednie, przez nakład osadów czwartorzędowych. W stanowiących strefy drenażu dolinach rzecznych, czwartorzędowy PPW jest zasilany także przez wody dopływające z niżej leżących poziomów starszych. W zachodniej części arkusza środkowo- i górnodewoński PPW jest dodatkowo zasilany lateralnie z poziomów górnopermskiego i dolnotriasowego.

Naturalnymi strefami drenażu wód podziemnych w rejonie arkusza Kielce są doliny rzek: Bobrzy (na zachodzie i północy) i Lubrzanki (w południowo-wschodniej części obszaru). Sztuczny drenaż wód podziemnych ma miejsce w dwóch dużych ujęciach komunalnych dla Kielc: w Zagnańsku i w Kielcach–Białogonie. Ujęcie w Zagnańsku znajduje się w północnej części omawianego obszaru. Woda pobierana jest z dolnotriasowego poziomu wodonośnego w ilości około 450 m³/h. Wieloletnia, intensywna eksploatacja spowodowała wytworzenie się leja depresji wokół ujęcia, którego zasięg w kierunku W–E wynosi około 7 km, a wzdłuż linii N–S przeciętnie około 3 km. Na skutek oddziaływania ujęcia nastąpiło zmniejszenie przepływów wód powierzchniowych. Rzeka Bobrza posiada w rejonie ujęcia charakter infiltrujący.

Ujęcie komunalne Kielce–Białogon znajduje się na terenie Kielc. Aktualny pobór wody ze środkowo- i górnodewońskiego poziomu wodonośnego wynosi około 1020 m³/h. W wyniku oddziaływania ujęcia, nastąpiło zmniejszenie przepływu wody w rzece Silnicy. W leju depresji rzeka Silnica ma również charakter infiltrujący.

Lokalnym ośrodkiem drenażu wód podziemnych jest także kopalnia Laskowa położona w zachodniej części arkusza. W wyniku eksploatacji środkowodewońskiego złoża dolomitów, pierwotne zwierciadło wody obniżyło się o ok. 20 m do rzędnej 240. Wyrobisko górnicze jest obecnie odwadniane w ilości 240 m³/h.

Tereny pozbawione pierwszego poziomu wodonośnego obejmują około 20% powierzchni arkusza. Są to obszary występowania niewodonośnych, nie spełniających kryteriów PPW utworów starszego paleozoiku (piaskowce, mułowce, iłowce, szarogłazy) przy jednoczesnym braku w ich nadkładzie utworów czwartorzędowych.

W dyskusji brali udział: G. Herman, T. Młyńczak, J. Prażak i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 30 maja 2007 r.

Zbigniew SZCZEPANIK

Kambryjskie zespoły akritarchowe z formacji łupków z Kamieńca w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich

W ramach prowadzonych prac przebadano zespoły palinologiczne z dwóch stanowisk reprezentujących osady formacji łupków z Kamieńca (Orłowski, 1975) we wschodniej części Gór Świętokrzyskich.

Odśłonięcie w Kamieńcu. Najliczniejszy zespół mikroflory akritarchowej rozpoznano w parowie rzeczki Koprzywianki w bezpośrednim sąsiedztwie zniszczonej tamy.

Rozpoznana w tym profilu mikroflora akritarchowa jest najstarszym z prezentowanych zespołów mikroflorystycznych. Reprezentuje ona jeszcze typowo dolnokambryjski typ palinoflory, w którym licznie występują akritarchy z rodzaju *Skiagia*, *Heliosphaeridium*, *Lophosphaeridium* i inne. Taki typ asocjacji palinologicznych znany jest z utworów tradycyjnego kambru dolnego wielu obszarów świata. Powszechny jest na kratonie wschodnioeuropejskim (Volkova, 1969; Jankauskas, 1972, 1974, 1975; Jankauskas, Postii, 1973, 1976; Moczyłowska, 1980, 1981, 1989, 1991; Volkova i in., 1983; Moczyłowska, Vidal, 1986, 1988), w Skandynawii (Vidal, 1981; Moczyłowska, Vidal, 1986, 1992; Hagenfeldt, 1989; Eklund, 1990). Ten typ mikroflory rozpoznany został także w Szkocji, na Grenlandii i w Kanadzie (Downie, 1982; Vidal, Peel, 1993), a także w Hiszpanii (Palacios, Vidal, 1992; Palacios, Moczyłowska, 1998; Palacios i in., 2006). Zespoły tego typu można także korelować z zespołami z Syberii (Moczyłowska, Vidal, 1988; Vidal i in., 1995).

Rozpoznany zespół nie zawiera jednak taksonów przewodnich, umożliwiających jednoznaczną identyfikację któregoś z wyróżnionych przez Moczyłowską (1991) poziomów akritarchowych. Obecność form: *Skiagia ciliosa*, *Pterospermella solida* oraz *Leiovalia tenera* (pozwala uznać znaleziony w Kamieńcu zespół za odpowiednik przedziału obejmującego poziom akritarchowe *Heliosphaeridium*–*Skiagia* i *Volkovia*–*Liepaina*). Trzeba jednak zauważyć, że w zespole z Kamieńca nie występują w ogóle akritarchy z rodzaju *Skiagia*, charakteryzujące się obecnością regularnego okrągłego ciała centralnego dłuższych wyrostków (z gatunków *S. ornata* czy *S. orbiculare*). Podobna sytuacja ma miejsce w młodszym z wyróżnionych przez Moczyłowską poziomów *Volkovia dentifera*–*Liepaina plana*, który korelowany jest z horyzontem akritarchowym Rausve (Volkova i in., 1983) i odpowiada poziomowi *Protolenus* standardowej zonacji faunistycznej. Wydaje się jednak, że w oparciu o zespół z Kamieńca przesłanki upoważniające do takiego precyzyjnego datowania nie są do końca spełnione. Rozpoznany zespół może być datowany jako odpowiednik poziomów *Holmia kjerulfii*–*Protolenus* wyższej części tradycyjnego kambru dolnego.

Lista taksonów rozpoznanych w odśłonięciu w Kamieńcu:

?*Eliasium* sp.

Cymatiosphaera div. sp.

Granomarginata sp.

Granomarginata squamacae

Heliosphaeridium div. sp.

Leiosphaeridia sp.

Leiovalia tenera

?*Leiovalia* sp.

Lophosphaeridium sp.

Lophosphaeridium tynni

Lophosphaeridium cf. *latviense*

Lophosphaeridium *tentativum*

Lophosphaeridium cf. *tentativum*

Lophosphaeridium truncatum

Pterospermella solida

Pterospermella sp.

?*Pterospermella* sp.

Skiagia brevispinosa

Skiagia cf. ciliosa
Skiagia compressa
Skiagia sp.
?*Skiagia* sp.

Otwór wiertniczy Zaręby 2. Zespół rozpoznany w tym profilu jest mało liczny, nie najlepiej zachowany i mało zróżnicowany taksonomicznie. W profilu sekwencji kambryjskiej (przedział 1256,0–1367,0 m), w zdecydowanej większości badanych próbek, występują jedynie pojedyncze egzemplarze słabo zachowanych palinomorfów bez istotnej wartości stratygraficznej. Od tego obrazu zdecydowanie odbiegają jedynie dwie próbki. Próbką z głębokości 1367,0 m zawierającą liczne, duże prazynofyty z rodzaju *Leiosphaeridia* oraz próbka z gł. 1290 m. Zespół znaleziony w tej ostatniej próbce, choć mało liczny i słabo zróżnicowany taksonomicznie, zawiera jednak charakterystyczną, przewodnią dla poziomu *Volkovia–Liepaina* formę *Volkovia dentifera*. Takson ten rozpoznany został dotychczas w dwóch otworach wiertniczych na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego: Radzyń IG 1 (Volkova, 1969; Volkova i in., 1983) i Łopiennik IG 1 (Moczyłowska, 1991) oraz w kilku wierceniach na Łotwie i Ukrainie (Volkova, 1969; Volkova i in., 1983). Zidentyfikowano go, także w Szkocji w warstwach fukoidowych (Downie, 1982). Forma ta zawsze występuje w utworach najwyższej części tradycyjnego kambru dolnego, korelowanych z poziomem *Protolenus*. Trzeba jednak podkreślić, że *Volkovia dentifera* występuje zawsze bardzo nielicznie i stanowi element akcesoryczny w zespołach zdominowanych przez inne morfotypy akritarchowe. Fakt, że w wiercieniu Zaręby 2 znaleziono ponad 30 okazów (tylko w jednym preparacie) oraz to, że w zespole z omawianego wiercenia nie ma innych gatunków kopalnej palinoflory jest zastanawiający.

Lista taksonów rozpoznanych w profilu otworu Zaręby 2 na głębokości 1256–1367 m:

Asteridium sp.
?*Celtiberium* sp.
Cymatiosphaera sp.
?*Eliasium* sp.
Granomarginata sp.
Granomarginata squamacae
Leiosphaeridia sp.
Lophosphaeridium cf. truncatum
Lophosphaeridium tentativum
Pterospermella solida
Volkovia dentifera

Specyficzny charakter zespołu akritarchowego z profilu Zaręb oraz duża różnica w składzie taksonomicznym, liczebności i dojrzałości termicznej pomiędzy zespołami palinomorfów z Zaręb i Kamieńca stanowią interesującą obserwację z punktu regionalnych badań geologicznych. W sytuacji, gdy w obu tych profilach znaleziono trylobity dokumentujące zasadniczo „protolenusowy” wiek skał, a powszechnie uważa się, że zespoły akritarchowe są w małym stopniu podatne na zmiany wynikające z czynników środowiskowych, tak wielkie zróżnicowanie zespołów akritarchowych jest zastanawiające. Wzajemny stosunek osadów kambryjskich występujących na obszarze antyklinorium dymińsko-klimontowskiego oraz w podłożu synklinorium kielecko-łagowskiego wymaga dalszych interdyscyplinarnych badań geologicznych.

Badania prowadzono w ramach grantu nr 2 P04D 060 29, finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego.

W dyskusji brali udział: J. Malec, S. Salwa, W. Trela oraz prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 13 czerwca 2007 r.

Halina WOJTYNA

Historia górnictwa naftowego na obszarze arkusza Ustrzyki Dolne *Mapy geośrodowiskowej Polski* w skali 1:50 000

Obszar arkusza Ustrzyki Dolne *Mapy geośrodowiskowej Polski* w skali 1:50 000 położony jest w zewnętrznych Karpatach Wschodnich, w obrębie Gór Sanocko-Turczańskich, które są mezoregionem Beskidów Lesistych. Na omawianym obszarze znajduje się południowo-wschodnia część fałdu Witryłowa–Wańkowej–Łodyny Kopalni (znany też pod nazwą fałdu Wańkowej Kopalni). Już w drugiej połowie XIX w. antyklina Wańkowej budziła zainteresowanie z punktu widzenia naftowego. Pierwsze wydobywanie ropy naftowej odbywało się w studniach zwanych szybami lub kopankami. Studnie miały przekrój kwadratu o wymiarach 1,2 × 1,2 m. Ściany w miarę pogłębiania zabezpieczano przed osypywaniem deskami. Ka-

żda studnia była wyposażona w kołowrót z nawiniętą liną i umocowanym do niej drewnianym lub blaszanym kubłem. Obok każdej studni, znajdowały się napędzane ręcznie wentylatory, przy pomocy których systemem przewodów wykonanych z desek dostarczano na spód powietrze. Początkowo studnie miały do kilkunastu metrów głębokości, wraz z rozwojem techniki drążenia i uzyskiwania obfitych przypływów ropy, pogłębiano je nawet do kilkudziesięciu metrów. W rejonie Ustrzyk Dolnych liczne kopalnie i szyby kopane znajdowały się w Łodynie, Brzegach Dolnych, Stebniku i w Bandrowie.

Na omawianym obszarze najwcześniej, bo już w 1880 r. rozpoczęto eksploatację ropy ze złoża „Łodyna” położonego około 5 km na północ od Ustrzyk Dolnych. Wydzielono w nim dwa elementy strukturalno-złożowe: element Łodyna Stara w obrębie warstw hieroglifowych (eocen) oraz element Łodyna Nowa w obrębie warstw menilitowych (oligocen). Pierwsze wiercenia poszukiwawcze w złożu Łodyna Stara rozpoczęto w 1880 r. Maksimum wydobywania (powyżej 1000 Mg/rok) osiągnięto w latach 1888–1890. W następnych latach mimo dalszych wierceń wydobywanie ropy naftowej na tym złożu spadło. W latach sześćdziesiątych XX w. złożo było udostępnione 20 otworami, a roczne wydobywanie wynosiło około 135 Mg ropy. Z upływem lat wydobywanie systematycznie malało, osiągając w 1998 r. zaledwie 20 kg ropy na dobę z pięciu otworów eksploatacyjnych. Sumaryczne wydobywanie ropy naftowej od początku eksploatacji ze złoża „Łodyna Stara” wyniosło ponad 26 tys. Mg.

Obecnie eksploatowane jest złożo Łodyna Nowa. Ropa naftowa z towarzyszącym jej gazem ziemnym występuje w warstwach menilitowych (piaskowce kłiwskie) w prawie pionowo stojącym fałdzie Wańkowej. Horyzonty roponośne występują w pięciu poziomach na głębokości od 386 do 740 m. Złożo „Łodyna” zaliczane jest do typu warstwowego w strukturze fałdowo-diapirowej, tworzącej na prawie całej długości fleksurę, w której nastąpiła akumulacja węglowodorów. Ekranowane jest ono przeważnie tektonicznie przez serię łupków menilitowych. Złożo zawiera lekką ropę parafinową o ciężarze właściwym 0,82–0,83 g/cm³, zawartości parafiny od 0,38 do 6,93% (średnio 3,4%). Lepkość ropy waha się od 3,40 do 8,50^oE, temperatura krzepnięcia w granicach od –31 do –38°C. Towarzyszący ropie naftowej gaz ziemny zawiera od 304 do 804 g/Nm³ (średnio 400 g/Nm³) gazoliny i charakteryzuje się wysoką wartością opałową 40 MJ/Nm³. W 2005 r. wydobywanie ropy naftowej ze złoża „Łodyna” wyniosło 1580 Mg oraz 0,51 mln m³ gazu ziemnego. Obecnie złożo udostępnione jest 32 odwiertami (30 otworów eksploatacyjnych i 2 otwory do zatłaczania wód złożowych).

Złożo ropy naftowej „Brzegi Dolne” występuje również w stromo ułożonych soczewkach piaskowców kłiwskich warstw menilitowych w południowo-wschodniej strefie fałdu Wańkowej. Położone jest ono na przedłużeniu (w kierunku południowo-wschodnim) złoża „Łodyna”. W Brzegach Dolnych już w 1881 r. eksploatowano ropę naftową z 14 szybów kopanych. Pierwszy odwiert udarowy wykonano w 1889 r. Od 1898 r. ropę wydobywano trzema otworami, a produkcja kopalni wynosiła 72 Mg rocznie. Prace wiertnicze wznowiono dopiero w 1956 roku, w latach 1956–1959 odwiercono 11 otworów. Trzy z nich uzyskały produkcję przemysłową ropy, pozostałe były negatywne, więc je zlikwidowano. Eksploatacja złoża „Brzegi Dolne” prowadzona była początkowo 4 odwiertami, a od 1957 r. trzema, od 1992 r. do chwili obecnej istnieją dwa otwory wydobywcze. W złożu tym wyróżniono dwa horyzonty roponośne na głębokości od 300 do 500 m. Występuje tu lekka ropa parafinowa o ciężarze właściwym 0,84–0,85 g/cm³ i zawartości parafin od 1 do 14%. Wody złożowe są solankami zmineralizowanymi typu wodorowęglanowo-sodowego. Piaskowce kłiwskie są dobrymi kolektorami ropy. Porowatość skał zbiornikowych waha się od 6 do 18%, przepuszczalność od 0 do 60 mD. Największe wydobywanie ropy ze złoża „Brzegi Dolne” przypada na lata siedemdziesiąte XX w. (w 1972 r. wydobyto maksymalną ilość ropy naftowej — 796,3 Mg), obecne wynosi ono 70 Mg ropy rocznie.

Na wschód od Ustrzyk Dolnych (w odległości około 4 km) znajdowało się złożo „Stebnik”, które było jednym z kilku złóż występujących w obrębie fałdu Wańkowej. Zostało ono odkryte w 1959 r. odwiertem Stebnik 1. W latach 1960–1961 wykonano kolejne dwa otwory, z których tylko odwiert Stebnik 3 uzyskał przypływ ropy naftowej i został włączony do eksploatacji. Z uwagi na niewielkie przypływy ropy, jakie uzyskano z tych otworów, dalsze wiercenia w tym rejonie zastały zaniechane. Złożo to związane było z serią piaskowców warstw krośnieńskich (oligocen/miocen) oraz z serią warstw hieroglifowych (eocen). Horyzonty roponośne w warstwach krośnieńskich występowały na głębokości od 322 do 460 m, a w warstwach hieroglifowych — od 625 do 704 m. Ropa ze złoża „Stebnik” była ropą parafinową o gęstości 0,84 g/cm³ i zawartości parafiny 6,6%. Złożo eksploatowano do 1992 r., a wydobyto z niego 1 802 Mg ropy naftowej.

Wydobywanie ropy naftowej ze złóż karpacczych następuje początkowo wskutek ekspansji rozpuszczonego w ropie gazu. Po obniżeniu ciśnienia, gdy ustaje samoczynny wypływ ropy odwierty wyposażone zostają w pompy. Po wydobywaniu, ropa naftowa poddawana jest procesowi stabilizacji, w którym oddzielana jest tzw. gazolina — lekki składnik ropy. Wraz z ropą eksploatowaną jest również gaz ziemny i woda złożowa. Gaz towarzyszący ropie dostarczany jest do systemu gazowniczego oraz służy do zasilania urządzeń ruchomych kopalń. Woda złożowa wydobywana wraz z ropą zatłaczana jest powtórnie do złoża przeznaczonymi do tego celu odwiertami.

Na początku XX wieku w Ustrzykach Dolnych, na rozległym obszarze ciągnącym się na zachód od szosy prowadzącej w stronę Lutowisk, w górę zbocza Gromadziń, powstała rafineria ropy „Fanto”, która działała przez ponad pół wieku. Dzisiaj pozostały po niej jedynie zabudowania i zbiorniki na ropę naftową. Ustrzyki Dolne położone są na trasie transgranicznego szlaku naftowego łączącego ze sobą miejsca związane z narodzinami i historią przemysłu naftowego. Główna oś tego szlaku biegnie od Jasła poprzez Krosno–Sanok–Lesko–Ustrzyki Dolne–Sambor–Borysław–Drohobycz do Lwowa.

W dyskusji brali udział: S. Salwa, Z. Szczepanik, W. Trela i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 20 czerwca 2007 r.

Halina WOJTYNA

Pomniki przyrody nieożywionej na obszarze arkusza Lesko *Mapy geośrodowiskowej Polski w skali 1:50 000*

Obszar arkusza Lesko znajduje się we wschodniej części zewnętrznych Karpat fliszowych. Niemal na całym obszarze arkusza występują sfałdowane utwory, zróżnicowanych facjalnie warstw krośnieńskich, zaliczane do centralnego synklinorium karpackiego (płaszczowina śląska). Piaszkowce dolnych warstw krośnieńskich, odsłaniając się na powierzchni, budują ściany skalne, niekiedy o bardzo dużych rozmiarach. Czasami występują w formie niewielkich skałek, które wietrzejąc przybierają ciekawe kształty. Ponadto w korytach rzek i potoków na piaszkowcach (odpornych na wietrzenie) powstają malownicze wodospady i progi skalne. Niektóre z nich zostały objęte ochroną w formie pomników przyrody. W okolicach Leska warto zobaczyć pięć obiektów przyrody nieożywionej prawnie chronionych.

W miejscowości Glinne, około 2 km od Leska w kierunku Ustrzyk Dolnych, po południowej stronie drogi odsłaniają się piaszkowce dolnych warstw krośnieńskich. Są to piaszkowce gruboławicowe, drobno- lub średnioziarniste, popielatoszare, zwietrzałe o jasnożółtej barwie, tworzą tutaj ścianę skalną o długości około 60 m i wysokość do 30 m. Odsłonięcie to znane pod nazwą Kamień Leski, objęte jest ochroną od 1954 roku. Omawiany obiekt, z uwagi na położenie (blisko drogi asfaltowej) jest licznie odwiedzany przez turystów, ponadto w pobliżu odsłonięcia przebiega zielony szlak turystyczny.

W 1970 roku objęto statusem pomnika przyrody nieożywionej wychodnie gruboławicowych piaszkowców (dolne warstwy krośnieńskie) w Myczkowcach nad Sanem. Odsłonięcie tworzy stromą ścianę skalną nad korytem rzeki, po prawej stronie, około 1 km na północ od zapory na Jeziorze Myczkowskim. Ściana skalna ma długość około 600 m i wysokość od 40 do 80 m.

Wśród lasów pomiędzy Myczkowcami i Orelcem, na wschodnim stoku wzniesienia Michałowiec (472 m n.p.m.) znajduje się niewielka skałka zbudowana z piaszkowca (obwód około 10 m, wysokość 4 m). Odsłonięcie to uznano za pomnik przyrody już w 1969 roku. Skałka od północnej strony porośnięta jest rzadkim gatunkiem paproci — zanokcicą północną (*Asplenium septentrionale*). Gatunek ten uznano za narażony na wyginięcie i umieszczono go na Czerwonej liście roślin i grzybów Polski.

W korycie potoku Hoczewka na długości około 250 m, pomiędzy przysiółkami Łan i Pohulanka (na południowy zachód od Hoczwi) występuje skupisko progów skalnych zbudowanych z cienko- i średnioławicowych piaszkowców. W 1970 roku obiekt ten objęto ochroną w formie pomnika przyrody.

Na północ od miejscowości Uherce Mineralne, na rzece Olszanicy znajduje się malowniczy wodospad, który powstał na piaszkowcach dolnych warstw krośnieńskich. Wodospad został uznany za pomnik przyrody nieożywionej w 2002 roku.

W dyskusji brali udział: S. Salwa, W. Trela i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 czerwca 2007 r.

Jan MALEC, Maria KULETA

Zróżnicowanie litofacjalne i petrograficzne osadów warstw świętomarskich dewonu środkowego Gór Świętokrzyskich

W regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich, pomiędzy węglanowymi osadami warstw skalskich i pokrzywiańskich (lub iłowcowymi warstw nieczulickich), występują terygeniczne warstwy świętomarskie. Rozpoznano je na obszarze synkliny bodzentyńskiej, od okolic Wzdolu na zachodzie, do rejonu Skał na wschodzie, na przestrzeni około 20 kilometrów. We wschodniej części regionu, w około 100-metrowym profilu dominują piaszkowce, natomiast w części zachodniej, gdzie mają około 50 metrów miąższości — przeważają mułowce. Badania biostratygraficzne wskazują, że sedymentacja warstw świętomarskich miała miejsce w żywocie, w poziomie *varcus* środkowy. Mułowce i piaszkowce warstw świętomarskich leżą w ciągłości sedymentacyjnej na łupkach marglistych i iłowcach, z pelagiczną fauną goniatyków i łodzików warstw skalskich. We wschodniej części synkliny bodzentyńskiej, w stropie warstw świętomarskich występuje kilka metrów mułowców z warstwami piaszkowców wapnistych i wapieni piaszczystych, które wyżej w profilu przechodzą w wapienie ogranodetrytyczne i organogeniczne warstw pokrzywiańskich. W zachodniej części regionu, mułowce warstw świętomarskich przechodzą w stropie w poziomo laminowane czarne iłowce z fauną goniatyków i styliolin warstw nieczulickich.

Poza regionem łysogórskim, utwory terygeniczne o podobnej pozycji stratygraficznej w profilu dewonu udokumentowano na północ od Gór Świętokrzyskich w otworach wiertniczych Szwejki IG 3, Ostałów 1, Bąkowa IG 1 oraz w licznych profilach wierzeń z obszaru południowo-wschodniej Lubelszczyzny. Na tym ostatnim, osady silikoklastyczne odpowia-

dające wiekowo warstwom świętomarskim wyróżnione zostały jako warstwy żniatyńskie. W takiej samej pozycji stratygraficznej jak na Lubelszczyźnie występują silikoklastyczne osady w profilu dewonu okolic Pełczy na Wołyniu.

Środowisko sedymentacji warstw świętomarskich określano dotychczas na płytkomorskie, sublitoralne. Wskazywać na to miała obecność szczątków flory, bentoniczna fauna liliowców, ramienionogów, koralów, ukwiałów, ślimaków i małżów oraz ich usytuowanie pomiędzy węglanowymi osadami warstw skalskich i pokrzywiańskich. Ławice piaskowcowe warstw świętomarskich interpretowano jako tempestyty — osady sedymentacji sztormowej, których środowisko sedymentacji określano jako nie głębsze od podstawy falowania (Orłowski, Radwański, 1986).

W profilu warstw świętomarskich wyróżniono następujące odmiany facjalne osadów:

Piaskowce średnio- i gruboławicowe. Są to piaskowce drobnodziarniste o grubości ławic od kilkunastu do 50 cm rozdzielone podobnej grubości warstwami mułowców. W dolnych częściach ławic materiał detrytyczny jest najczęściej uziarniony frakcjonalnie, wyżej poziomo laminowany, a w stropie przekątnie w małej skali. Na spągowych powierzchniach występują odlewy struktur prądowych, których wielkość jest proporcjonalna do grubości ławic. Na powierzchniach stropowych obecne są riplemarki prądowe. Osady tej facji obejmują kilkunastometrowe odcinki profilu. Następnstwo interwałów depozycyjnych tworzących poszczególnie ławice odpowiada elementom sukcesji Boumy (Tabcde, Tbcde, Tcde) i jest charakterystyczne dla osadów turbidytowych. Frakcja materiału ziarnistego oraz grubość ławic wskazują, że cieńsze z nich powstały z niskogęstościowych prądów zawieszinowych, a grubsze — z gęstszych.

Piaskowce cienkoławicowe. Facja ta złożona jest z piaskowców drobnodziarnistych, cienkoławicowych, o grubości warstw od 1,5 do 10 cm, przewarstwionych cienkimi warstwami mułowcowymi. Grubsze warstwy są w dolnej części laminowane poziomo, a w stropie przekątnie w małej skali, lub w całej objętości warstw występują zestawy laminowane przekątnie o kilkunastometrowej grubości, rozdzielone powierzchniami erozyjnymi. Warstwy najcieńsze utworzone są z materiału piaszczystego laminowanego przekątnie w małej skali. Facja ta obejmuje kilku-, kilkunastometrowe odcinki profilu. Wyróżnia się obecnością zróżnicowanych taksonomicznie skamieniałości śladowych, głównie predepozycyjnych, oraz różnej wielkości strukturami prądowymi (hieroglify wleczeniowe, jamki wirowe, bruzdy erozyjne) na spągowych powierzchniach ławic. Piaskowce cienkoławicowe powstały w efekcie depozycji z niskogęstościowych turbidytów.

Piaskowce z litoklastami. Facja ta rozpoznana została w dolnej części warstw świętomarskich. Reprezentowana jest przez piaskowce drobnodziarniste, o grubości warstw od kilkunastu do ponad 30 cm, które występują także w postaci ławic amalgamowanych o łącznej grubości do 1 metra. W dolnej, a także w wyższej części ławic obecne są liczne litoklasty iłowców o kilkunastometrowej wielkości. Spągowe powierzchnie ławic piaskowcowych są silnie zdeformowane dużymi strukturami prądowymi. Facja ta obejmuje 0,5–1,5-metrowe odcinki profilu. Depozycja piaskowców z litoklastami odbywała się przy udziale spływów kohezyjnych o charakterze *debris flow*.

Piaskowce osuwiskowe. Występują w różnym natężeniu w obrębie całej sekwencji warstw świętomarskich. Najczęściej reprezentowane są w postaci ławic osuwiskowych — ześlizgowych, wykształconych w formie zwiniętych na kształt rolady cienko- i średnioławicowych piaskowców, warstw podwiniętych — pojedynczych lub złożonych oraz z odizolowanych kier i płatów osuwiskowych. Pojedyncze kry osuwiskowe mają grubość od 10 do 50 cm i długość do kilku metrów. Facja osadów osuwiskowych obejmuje 0,5–4-metrowe odcinki profilu. Mechanizmem sedymentacji były podmorskie chaotyczne spływy grawitacyjne. Synsedymencyjna deformacja osadów miała miejsce w trakcie ześlizgiwania się słabo zdiagenezowanych piaskowców i mułowców po nachylonym dnie zbiornika.

Mułowce. Facja ta stanowi znaczny udział w sekwencji warstw świętomarskich. Złożona jest z szarobrunatnych mułowców o słabo widocznej poziomej lub falistej laminacji z cienkimi (1–4 mm), najczęściej nieciągłymi laminami piaszczystymi występującymi, także w formie pogrążonych riplemarków i małych struktur fałdowych. W mułowcach występują rozproszone szczątki roślin, liliowców, ramienionogów, koralów, ślimaków i małżów. Facja ta obejmuje odcinki profilu o grubości od kilkudziesięciu centymetrów do kilkunastu metrów.

Piaskowce wapniste i mułowce. Osady należące do tej facji złożone są z drobnodziarnistych piaskowców wapnistych i wapieni piaszczystych wykształconych w postaci pojedynczych ławic, zespołów ławic lub gruzłów o grubości od 5 do 30 cm, występujących w obrębie poziomo laminowanych mułowców. W niektórych ławicach obecne są rozproszone szczątki liliowców, ramienionogów i gałązkowych tabulatów. Facja ta obejmuje około 6-metrowy odcinek profilu stropowej części warstw świętomarskich we wschodniej części synkliny bodzentyńskiej.

Wyniki badań petrograficznych

Z porównania cech petrograficznych piaskowców warstw świętomarskich i warstw żniatyńskich z obszaru lubelskiego wynika, że jakościowy skład oraz proporcje komponentów ziarnistych i spoiwa, są w dużej części analogiczne. Główną treść ławic piaskowców stanowią drobnodziarniste arenity kwarcowe przechodzące gradacyjnie, nieregularnie lub laminacyjnie w waki kwarcowe i waki sublityczne, względnie wzbogacone w minerały łuszczykowe. W warstwach bogatych w laminy łuszczyków, w obrazie mikroskopowym widoczne są struktury deformacyjne w postaci wygięcia lamin, przerwania ich przebiegu, kopułowych i fałdowych form oraz oderwanych płatów lub bezładnym rozmieszczeniem składników. Chaotyczne rozmieszczenie pojedynczych blaszek łuszczyków może wskazywać (obok przyczyn związanych z deformacją osadu) na wysokoenergetyczny i szybki transport materiału detrytycznego. Znaczny udział spoiwa matriksowego

przy dobrym wysortowaniu i średnim obtoczeniu ziarn kwarcu można wiązać z inwersją strukturalną charakterystyczną dla środowiska o dużej energii transportu.

Pozycję geotektoniczną obszarów źródłowych dostarczających materiał dla piaskowców określono na podstawie trójkątnych diagramów wg Dickinsona i in. (1983). Badane próbki piaskowców z regionu świętokrzyskiego i lubelskiego wskazują, że źródłem dla powstania piaskowców w obu regionach był reaktywowany orogen zbudowany ze skał silikiklastycznych oraz kratoniczna strefa bloku kontynentalnego.

Uwagi końcowe

Pomiary struktur prądowych występujących na spągowych powierzchniach piaskowców warstw świętomarskich wskazują na wschodni i południowo-wschodni kierunek dostawy materiału terygenicznego do zbiornika łysogórskiego. Osady warstw świętomarskich deponowane były głównie przy udziale prądów zawieszinowych o różnej gęstości. Część osadów akumulowana była w formie spływów chaotycznych o charakterze osuwiskowym oraz w postaci *debris flow*. Środowiskiem sedymentacji był najprawdopodobniej peryferyjny rejon podmorskiego stożka. Na obszarze synkliny bodzentyńskiej, sedymentacja osadów warstw świętomarskich zachodziła w środowisku głębokomorskim w okresie jego największego przegłębienia, a nie spłylenia jak dotychczas przyjmowano. Pojawienie się w regionie łysogórskim głębokomorskich osadów już na pograniczu warstw skalskich i świętomarskich wskazuje, że z ogólnosiwiatowym zdarzeniem transgresywnym ze środkowej doby *varcus*, określanym jako IIB w schemacie Johnsona i in., (1985) należy korelować początek sedymentacji warstw świętomarskich a nie warstw nieczulickich jak dotąd uważano (Racki, 1997).

W dyskusji brali udział: J. Gągoł, Z. Szczepanik, W. Trela, S. Zbroja i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 26 września 2007 r.

Jan MALEC

Osady kambru w kamieniołomie Podwiśniówka

Nieczynny kamieniołom Podwiśniówka położony jest w odległości kilkuset metrów na południowy wschód od czynnego wyrobiska Wiśniówka Duża. Na ścianie zachodniej i wschodniej kamieniołomu, oddalonych od siebie o około 200 m odsłaniają się silikoklastyczne utwory kambru formacji piaskowców z Wiśniówki, obejmujące ponad 100-metrowe sekwencje skalne. Zasadniczą ich część tworzą gruboławicowe piaskowce kwarcytowe z podrzędnym udziałem cienkoławicowych piaskowców i mułowców. Na podstawie analizy sedymentologicznej wyróżniono w profilu Podwiśniówki cztery (A–D) asocjacje facjalne osadów.

Asocjacja A. Tworzą ją piaskowce drobnoziarniste, gruboławicowe (ławice o 0,3–15-metrowej grubości) najczęściej 2–3-metrowe. W dolnych odcinkach ławic materiał kwarcowy jest nieuporządkowany, zaś w stropowych, w zależności od grubości ławic — laminowany poziomo na przestrzeni 0,5–3 metrów. Część ławic o grubości 80–100 cm jest w całej objętości poziomo laminowana. W obrębie gruboławicowych piaskowców powszechne jest występowanie powierzchni amal-gamacji. Spągi ławic o erozyjnym, nierównym reliefie, często ścinają i usuwają do różnej głębokości stropowy odcinek poziomo laminowanych osadów niżej leżącej ławicy. Sekwencje złożone wyłącznie z piaskowców gruboławicowych, pozbawione przewarstwień łupkowych osiągają do 28 metrów grubości. W stropowej części niektórych ławic o grubości około 5 metrów obecne są koliste zagłębienia wirowe o średnicy 25 i głębokości 6 cm. Liczne są ławice o 80–100 cm grubości, graniczące bezpośrednio ze sobą, które zmniejszają swoją grubość w przeciwnych kierunkach lub ulegają całkowitemu wyklinowaniu na kilkumetrowych odcinkach. W kilku fragmentach profilu, pomiędzy ławicami piaskowców (o grubości 1,5–2 m) stwierdzono wyklinowane warstwy czarnych iłowców i mułowców (o grubości od kilku do kilkunastu centymetrów). W wyrobisku Podwiśniówki wyróżniono 4 asocjacje piaskowców gruboławicowych o miąższości od 6 do 28 m. W obrębie całego kamieniołomu jest ich najprawdopodobniej o kilka więcej, ponieważ w południowej jego części, o fragmentarycznym stopniu odsłonięcia skał, widoczne są ławice piaskowców gruboławicowych należących do omawianej asocjacji facjalnej.

Asocjacja B. Złożona jest z piaskowców drobnoziarnistych od cienko- do gruboławicowych z cienkimi przewarstwieniami czarnych iłowców i mułowców. Asocjacja ta obejmuje 3–3,5-metrowe odcinki profilu, które w spągu i stropie graniczą z gruboławicowymi piaskowcami asocjacji A. Tworzą ją głównie średnioławicowe piaskowce o 10–30 cm grubości warstw (pojedyncze do 40 cm), rozdzielone 10–30 cm grubości osadami cienkoławicowych piaskowców i mułowców. Najcieńsze warstwy piaskowców (0,5–1,5 cm) są najczęściej nieciągle o soczewkowatym kształcie. W dolnej części ławic

piaskowców cienko- i średnioławicowych materiał kwarcowy jest poziomo laminowany, a w stropie na odcinku do kilku centymetrów — laminowany przekątnie w małej skali. Powierzchnia stropowa piaskowców pokryta jest riplemarkami prądowymi, głównie językowatymi. Średnioławicowe piaskowce wykazują często znaczny spadek grubości na odcinku kilku metrów. Część sąsiednich ławic rozdzielonych cienkimi warstwami mułowców jest wyklinowana w przeciwnych kierunkach, przechodząc obocznie w czarne mułowce. Obecne są pojedyncze ławice o grubości do 20 cm o charakterze osuwiskowym. W dolnej części profili omawianej asocjacji występują pojedyncze ławice piaskowców gruboławicowych (0,6–1,2 m) z erozyjną granicą spagową, z których najgrubsza jest amalgamowana w części środkowej. W dolnych partiach tych ławic materiał kwarcowy jest bezstrukturalny, w stropie na odcinku 25–50 cm laminowany poziomo, a wyżej w obrębie kilkucentymetrowego interwału — przekątnie laminowany w małej skali. W obrębie omawianej asocjacji, stosunek piaskowców do mułowców wynosi od około 4:1 do 6:1.

Asocjacja C. Złożona jest z ciemnoszarych i czarnych iłowców oraz mułowców poziomo laminowanych z udziałem cienkoławicowych piaskowców. Te ostatnie reprezentowane są głównie przez warstwy o grubości 0,5–10 cm, laminowane poziomo, a w stropie przekątnie w małej skali, z riplemarkami prądowymi na powierzchni stropowej. Najcieńsze warstwy piaskowców, nieciągłe o soczewkowatym kształcie występują w górnej części omawianej asocjacji, gdzie zdecydowany udział miąższościowy mają osady ilasto-mułowcowe. Asocjacja ta występuje bezpośrednio w stropie ostatniej asocjacji piaskowców gruboławicowych w kamieniołomie Podwiśniówki. Miąższość ich wynosi około 12 m.

Asocjacja D. Reprezentowana jest głównie przez piaskowce drobnoziarniste, średnio- i cienkoławicowe z przewarstwieniami jasnoszarych mułowców. W części spagowej ławic występuje laminacja pozioma materiału kwarcowego, a w stropie przekątna w małej skali. Na powierzchni stropowej obecne są riplemarki prądowe. Występuje tu również oboczne zmniejszanie grubości ławic piaskowcowych. Na powierzchniach spagowych grubszych warstw piaskowcowych występują struktury prądowe. W obrębie mułowców obecne są cienkie laminy piaszczyste o soczewkowatym kształcie. Utwory reprezentujące tę asocjację facjalną, o niepełnej kilkunastometrowej miąższości stwierdzono w stropie asocjacji C, w najwyższej partii profilu Podwiśniówki. Ich wyższa część jest przykryta zwietrzeliną.

Interpretacja. Asocjacja facjalna piaskowców gruboławicowych obejmuje osady prądów zawieszinowych o wysokiej gęstości spływu, deponowanych w centralnych partiach podmorskich kanałów. Świadczy o tym brak przewarstwień łupkowych pomiędzy ławicami piaskowców, obecność ławic amalgamowanych oraz głębokie rozmycia erozyjne w stropowych częściach ławic. Dolne partie grubych ławic piaskowcowych o uziarnieniu nieuporządkowanym są efektem depozycji z przepływu turbulentnego, natomiast górne, o poziomej laminacji z prądów trakcyjnych. Koliste zagłębienia obecne w stropowych odcinkach niektórych grubych ławic należą do struktur wirowych powstałych na skutek silnych zawirowań piaszczystego osadu w końcowym etapie jego depozycji. Osady asocjacji B były deponowane w brzeźnych częściach kanałów. Wskazuje na to duży udział wyklinowanych w przeciwnych kierunkach średnioławicowych piaskowców oraz obecność rozdzielających je facji cienkoławicowych piaskowców i mułowców. Mechanizmem depozycji były prądy zawieszinowe o różnej gęstości, oraz prądy trakcyjne o niskiej energii. Osady asocjacji C reprezentują sekwencję międzykanałową, o małej energii środowiska ich sedymentacji świadczy obecność niskogęstościowych turbidytów oraz duży udział osadów facji ilasto-mułowcowej. Osady asocjacji D reprezentują sekwencję utworzoną w wyniku depozycji turbidytowej na obszarze wałów kanałowych, najprawdopodobniej w ich proksymalnej części.

W profilu kambru Podwiśniówki występuje około 5 nałożonych na siebie sekwencji kanałowych, rozdzielonych jedynie cienkimi seriami osadów obrzeży kanałów. Szerokość poszczególnych kanałów można szacować na 200–300 m. W centralnej części kamieniołomu utwory kanałowe obejmują ponad 100-metrową ciągłą serię osadów, w obrębie której sukcesje pojedynczych kanałów osiągają do 30 metrów grubości. Najgrubsze, około 15-metrowe ławice piaskowcowe występujące w górnej części profilu zachodniej i wschodniej ściany wyrobiska, reprezentują najprawdopodobniej osady kilku aktów depozycyjnych rozdzielonych powierzchniami amalgamacji w obrębie tego samego kanału. W starszych kompleksach nie zidentyfikowano pojedynczych ławic przechodzących na przeciwległą ścianę kamieniołomu. Fakt ten wynika ze specyfiki sedymentacji osadów kanałowych, charakteryzują ją bowiem oboczne zmiany miąższości gruboławicowych piaskowców oraz ich amalgamacja, a w brzeźnych partiach kanałów wyklinowywanie do piaskowców średnio- i cienkoławicowych z udziałem osadów ilasto-mułowcowych. Sekwencja osadów formacji piaskowców z Wiśniówki odsłonięta w Podwiśniówce, w leżącym na zachód nieczynnym wyrobisku Wiśniówka Mała, oraz w kamieniołomie Wiśniówka Duża, reprezentuje utwory wchodzące w skład tego samego podmorskiego stożka, który można wyróżnić jako stożek Wiśniówki. Z dotychczasowych badań wynika, że niższą i środkową część stożka budują głównie gruboławicowe piaskowce kanałowe z podrzędnym udziałem sekwencji międzykanałowych, natomiast w górnej — osady pozakanałowe (wałów kanałowych i międzykanałowych), które przeważają nad sekwencjami kanałowymi. Wzrost udziału osadów mułowcowych w górnej części stożka wskazuje, że w późnym kambrze nastąpił wyraźny spadek dostawy do zbiornika materiału terygenicznego frakcji piaskowej. Przyczyną tego mogło być zmniejszenie aktywności tektonicznej obszaru źródłowego, podniesienie wód oceanicznych lub udział obu tych czynników równocześnie.

W dyskusji brali udział: A. Romanek, M. Studencki, S. Salwa i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 21 listopada 2007 r.

Jan MALEC

Osady chaotycznych spływów grawitacyjnych w kambrze z rejonu Wiśniówki

W profilu kambru kamieniołomu Wiśniówka Duża, wśród utworów o niezaburzonemu następstwie warstw, związanych z sedymentacją na obszarze głębokomorskiego stożka, powszechne są osady chaotycznych spływów grawitacyjnych zakłócających ciągłość ich sedymentacji. Występują one głównie w górnej części sukcesji formacji piaskowców z Wiśniówki, zaliczanej uprzednio do formacji łupków z Klonówki. Osady te rozmieszczone są nieregularnie w obrębie kilku, kilkunastometrowych asocjacji facjalnych utworzonych głównie z cienkoławicowych piaskowców i mułowców lub czarnych iłowców i mułowców, rozdzielonych asocjacjami facjalnymi złożonymi ze średnioławicowych piaskowców i mułowców oraz zwartych kompleksów piaskowców gruboławicowych. Asocjację cienkoławicowych piaskowców i mułowców tworzą głównie 0,5–10 cm warstwy piaskowców, średnioławicowe, poziomo i/lub przekątnie laminowane materiałem kwarcowym, z riplemarkami prądowymi na powierzchni stropowej. Struktury sedymentacyjne tworzące cienkoławicowe piaskowce są charakterystyczne dla niskogęstościowych turbidytów, powstałych przy udziale prądów trakcyjnych z górnego i dolnego reżimu przepływu. Osady ilasto-mułowcowe są poziomo laminowane, często z udziałem cienkich lamin piaszczystych. Do najbardziej pospolitych osadów chaotycznych spływów grawitacyjnych należą ławice piaskowcowe o charakterze osuwiskowym reprezentowane przez zsuwy i ześlizgi oraz toczące osuwiskowe, warstwy mułowców chaotycznych i struktury wirowe.

Zsuwy

Należą do nich ławice piaskowców kwarcytowych lub zespoły ławic o niezaburzonej budowie wewnętrznej. Są one utworzone z drobnopiękarnego materiału kwarcowego, najczęściej laminowanego poziomo, rzadziej o uziarnieniu nieuporządkowanym w dolnej, i laminacji poziomej, w górnej części ławic. Występują na ogół w postaci pojedynczych litoklastów rozmieszczonych na jednej lub dwóch sąsiadujących ze sobą powierzchniach sedymentacji. Mają mniej lub bardziej wydłużony kształt, najczęściej równą powierzchnię spagową i zaokrąglone końce. Na zsuniętych warstwach piaskowców leżą zgodnie sedymentacyjnie mułowce i cienkoławicowe piaskowce. Zsuwy piaskowców o grubości kilkunastu centymetrów i długości od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów, urywają się w obrębie mułowców, gdzie w części dystalnej są często podgięte ku górze. Największy zarejestrowany zsuw obejmuje serię skalną o około 2-metrowej grubości i 7-metrowej długości. Jest on złożony głównie ze średnioławicowych piaskowców z przewarstwieniami mułowców i iłowców, ma kształt zwartej dużej soczewy, która z niezgodnością erozyjną w spągu, tkwi w obrębie cienkoławicowych piaskowców i mułowców. Spagowa powierzchnia zsuwu jest wypukła, z wygiętymi i silnie wyprasowanymi warstwami piaskowców. Największe rozmiary pojedynczych zsuniętych ławic o niezaburzonych strukturach wewnętrznych i płaskiej powierzchni spagowej dochodzą do 4-metrowej długości i 90-centymetrowej grubości. W części dystalnej, na skutek zsuwania się po pochyłości dna, zaburzają przed ich czołem słabo zdiagenezowane cienkoławicowe piaskowce i mułowce, deformując je w formie wypiętrzonego zgrubienia, które wygasa stopniowo w odległości kilkudziesięciu centymetrów od czoła zsuwu.

Ześlizgi

W przeciwieństwie do zsuwów, ześlizgi charakteryzują się wewnętrzną dezorganizacją osadów, z silnie zdeformowaną powierzchnią spagową. Złożone są z zaburzonych ławic piaskowcowych, często z udziałem inkorporowanych fragmentów warstw ilasto-mułowcowych. Graniczą erozyjnie z leżącymi niżej cienkoławicowymi piaskowcami i mułowcami. Pojedyncze ześlizgowe struktury osuwiskowe obejmują ławice lub zespoły ławic o grubości od kilkunastu do ponad 100 centymetrów i długość od kilku do ponad 15 metrów. W niektórych partiach profilu występują w postaci ponasuowanych na siebie i spiętrzonych fragmentów ławic piaskowców cienko- i średnioławicowych. Stwierdzono struktury ześlizgowe utworzone z przekształcenia 30 cm grubości ławic o charakterze zsuwów. Te ostatnie, w części dystalnej przechodzą obocznie w strukturę osuwiskową (ześlizgową) o grubości do 85 cm, zbudowaną ze zrolowanej i zdeformowanej ławicy piaskowcowej. Część warstw ześlizgowych o średniej grubości, na widocznych 5-metrowych odcinkach profilu ulega wyklinowaniu i zatrzymaniu w obrębie mułowców. W spągu są silnie zdeformowane w postaci różnej wielkości bulastych wybrzuszeń, wałkowatych zgrubień i rowkowatych zagłębień o dużej deniwelacji. Inne, złożone z warstw o grubości 60 cm, o silnie zdeformowanej części spagowej, w partii dystalnej są podgięte ku górze, gdzie tkwią w obrębie mułowców i iłowców. Na takich ławicach osuwiskowych obserwowano leżące bezpośrednio wyżej kolejne warstwy ześlizgowe o grubości 15 i 60 cm oraz długości około 5 metrów, które zostały wyhamowane i zamrożone około 1 metra dalej na skłonie. W części dystalnej tkwią one w obrębie mułowców, gdzie są wyklinowane i podgięte łukowato ku górze. Cieńsze z nich, o grubości 15–20 cm, w części dystalnej są poroziywane na 20–30-centymetrowe fragmenty, rozdzielone kilkucentymetrowej grubości ilasto-mułowcowym osadem.

Toczenie osuwiskowe

Wstępują w mniej lub bardziej regularnych formach o walcowatym lub kulistym kształcie, złożonych z nawarstwionych na siebie cienkich powłok piaskowcowo-mułowcowych. Stwierdzono je w postaci pojedynczych okazów o średnicy od 8 do 15 cm.

Mułowce chaotyczne

Mułowce chaotyczne reprezentowane są przez dwa rodzaje osadów: o charakterze *mud flow* i *debris flow*. Mułowce o cechach *mud flow* są szaroróżowe, poziomo laminowane, słabo zwięzłe o 20–35-centymetrowej grubości warstw, z bezładnie rozmieszczonymi litoklastami piaskowców kwarcowych, o izometrycznych zaokrąglonych kształtach, średnicy 2–3 cm. Mułowce o cechach *debris flow* są bezstrukturalne o szarej barwie. W warstwie o grubości 50 cm tkwią litoklasty iłowcowo-mułowcowe poziomo laminowane, o grubości do kilku cm i długości od kilku do 25 cm. Mają one nieregularny kształt, najczęściej są wydłużone, często wygięte, generalnie rozmieszczone dłuższymi osiami mniej lub bardziej równoległe do powierzchni uławicenia. Warstwy mułowców typu *mud flow* i *debris flow* występują wśród cienkoławicowych piaskowców i mułowców z granicą erozyjną w spągu. W obrębie asocjacji facjalnej cienkoławicowych piaskowców i mułowców stwierdzono dwie ławice mułowców chaotycznych typu *mud flow* i jedną typu *debris flow*.

Struktury wirowe

W obrębie asocjacji cienkoławicowych piaskowców i mułowców występują charakterystyczne litoklasty piaskowcowo-mułowcowe o mniej lub bardziej dyskowatym lub elipsoidalnym kształcie, średnicy od 10 do 17 cm i grubości od 3 do 10 cm. Część z nich ma słabiej wypukłą powierzchnię stropową a wyraźniej spągową, z których ta ostatnia jest ponadto wyraźnie wybrzuszona w partii centralnej. Inne formy mają dolne powierzchnie wypukłe a górne o wyraźnie stożkowatym kształcie. Przekrój równikowy ujawnia silnie zaburzoną budowę wewnętrzną struktur wirowych. Cechą charakterystyczną jest obecność w ich brzeżnej części równoległe ułożonych lamin materiału terygenicznego. Równoległa laminacja o koncentrycznym przebiegu, przerywana zawirowaniami, obejmuje strefę o grubości do 2 cm.

Interpretacja

Asocjacja facjalna cienkoławicowych piaskowców i mułowców z osadami chaotycznych spływów grawitacyjnych, reprezentuje osady akumulowane na obszarach zewnętrznych skłonów wałów kanałowych. Chaotyczne spływy grawitacyjne reprezentują jednostkowe akty depozycyjne związane z raptownym przelaniem się poza zewnętrzny obręb wałów słabo zdiagenezowanych osadów o różnej gęstości, które podczas ześlizgiwania uległy deformacjom plastycznym. Odcinki profilu ze strukturami osuwiskowymi w postaci zsuwów i ześlizgów odpowiadają najprawdopodobniej obszarom skłonu o mniejszym nachyleniu, natomiast te z mułowcami chaotycznymi — o nachyleniu większym. Do osadów sedimentacji kanałowej należy asocjacja facjalna piaskowców gruboławicowych. Geneza struktur wirowych związana jest z ssącym działaniem wirów w prądach zawieszinowych.

W dyskusji brali udział: M. Kuleta, A. Romanek, S. Salwa i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 12 grudnia 2007 r.

Jerzy GAŁOŁ

Niemiecki geolog i wiertnik August Rost (?–1856) i jego działalność w Polsce

Inżynier porucznik (Ingenieurleutnant) August G. H. Rost przybył do Polski w 1836 r., aby z ramienia towarzystwa akcyjnego, na czele którego stanął berliński bankier Mojżesz Moser, prowadzić poszukiwania złóż soli w Królestwie Polskim. Koncesję na te prace wydał Bank Polski, który wcześniej, do 1836 r. sam finansował rozległe, kosztowne, rozpoczęte jeszcze w 1818 r. (na zlecenie Głównej Dyrekcji Górniczej w Kielcach) i zakończone niepowodzeniem, prace poszukiwawcze prowadzone pod kierunkiem nadradcy górniczego Ernesta W. G. Beckera (?–1836). W przypadku odkrycia złóż,

wspomniane towarzystwo akcyjne zobowiązywało się do odsprzedaży soli Bankowi Polskiemu w cenie 5 zł za centnar przez 50 lat (Kosiński, 1884).

Rost wykonał wiercenia koło Siewierza (297 m), w Tuczej Babie (obecnie Tucznawa, dzielnica Dąbrowy Górniczej), gdzie odwiert osiągnął głębokość 259 m oraz w Nękanowicach (obecnie część Nowego Brzeska w woj. małopolskim). Otwór wiertniczy w Nękanowicach osiągnął największą w owym czasie głębokość w Królestwie Polskim (około 453 m), kontynuowanie wiercenia uniemożliwiła jednak awaria (zakleszczenie świdra). W rejonie Siewierza i Tuczej Baby, Rost spodziewał się złoży w utworach triasowych, w Nękanowicach — w utworach trzeciorzędowych. Omawiane prace poszukiwawcze nie przyniosły pozytywnych wyników złożowych. Rost wykazał się jednak dużą wiedzą geologiczną i znakomitymi umiejętnościami wiertniczymi.

Po rozwiązaniu wspomnianego towarzystwa akcyjnego Bank Polski mianował w 1840 r. Augusta Rosta dyrektorem warzelni soli w Ciechocinku i powierzył mu kontynuowanie tam robót poszukiwawczych. Warzelnia w Ciechocinku prowadziła przemysłową (acz bardzo niewielką) produkcję od 1832 r. Solanki znane były tu już w średniowieczu (Ciechocinek powstał w miejscu osady i grodu o nazwie Słońsk). Pozytywne wiercenia wykonał w Ciechocinku w 1806 r. radca górniczy S. Mielęcki, a kolejne, od 1824 r. profesor Szkoły Akademicko-Górnictwa w Kielcach radca górniczy Jan Jakub Graff (Pusch, 1836). Graff zaprojektował też słynne ciechocińskie tężnie. Prace A. Rosta w Ciechocinku zostały uwiecznione odkryciem solanki o stężeniu większym niż znane dotychczas.

W 1840 r. August Rost opublikował w Berlinie pracę *„Beitrag zur Geognosie von Süd-Polen”*, zawierającą m.in. opis wiercenia w Nękanowicach. Na krytyczną ocenę tej pracy przez Ludwika Zejsznera (1841) odpowiedział w 1842 r. artykułem opublikowanym na łamach *Biblioteki Warszawskiej* pt. *„O prawdopodobieństwie odkrycia soli i solanek w Królestwie Polskim”*. Praca ta spotkała się również z krytyką Zejsznera (1843). Trzeba tu jednak dodać, że prace poszukiwawcze realizowane później, w latach 1857–1859, według koncepcji L. Zejsznera też nie przyniosły sukcesu. W 1843 r. Rost opublikował w Erfurcie (różne źródła podają jako miejsce wydania także Toruń i Berlin) pracę *„Bohrhäuser der Saline Ciechocinek in Polen”*. W pracy tej znajduje się m.in. pierwsza wzmianka o idei wolnospadowych nożyc wiertniczych.

Sukcesem zakończyły się podjęte przez Rosta poszukiwania złóż soli w Prusach (obecnie Turynia). Rozpoczęte w 1845 r. prace koło Arnstadt doprowadziły do odkrycia złoża soli w 1849 r. Powstała tu firma „Saline Arnshall” i zdrojowisko. Ze względu na zasługi dla Erfurtu imię Augusta Rosta (August-Rost-Straße) nosi od 1947 r. jedna z ulic tego miasta. W 1839 r. Rost opublikował broszurę *„Neue Quellen der Erfurter Industrie”*, przewidującą możliwość udokumentowania złoża soli koło Erfurtu. Stało się to w 1854 r. (Johannesfeld) i od 1862 do 1916 r. działała tu Królewska Fabryka Soli. Wspomniane turyńskie złoża soli występują w triasie.

Na wyniki prac Rosta powołuje się wielokrotnie (choć polemizuje niekiedy z ich autorską interpretacją) Jerzy Bogumił Pusch w wydanej pośmiertnie pracy (Pusch, 1881). Krótkie hasło biograficzne dotyczące Augusta Rosta znalazło się w *Encyklopedii Powszechnej Orgelbranda*, we wszystkich jej trzech, różnych objętościowo wersjach.

Mało znany jest fakt, że August Rost był pierwszym badaczem, który określił permski wiek wapieni kajetanowskich, odsłaniających się na północ od Kielc, stanowiących jedną z odmian świętokrzyskich marmurów. Wapienie te zostały odsłonięte przy budowie szosy Warszawa–Kielce–Kraków, kiedy trakt — zamiast jak dawniej przez Zagnańsk — poprowadzono u podnóża Wiśniówki. O tym odkryciu tak pisze Pusch: „...Rost pierwszy znalazł w nim [w wapieniu z Kajetanowa — J. Gągol] kilka muszel, które radca medyczny Otto we Wrocławiu uznał za *Productus aculeatus*, a potem v. Dechen [Ernst H. K. von Dechen (1800–1889), wybitny niemiecki geolog — J. Gągol] stwierdził to oznaczenie na zasadzie porównania tej muszli przewodniej cechsztejnu z podobnymi muszlami pochodzącymi z innych miejscowości...” (Pusch, 1882).

Zapomniana postać geologa i wiertnika Augusta Rosta wydaje się godna przypomnienia, a jego działalność i publikacje bliższego poznania i historycznej oceny.

W dyskusji brali udział: G. Herman, A. Juszczak, M. Kuleta, S. Zbroja i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 19 grudnia 2007 r.

ODDZIAŁ GEOLOGII MORZA

Danuta TROKOWICZ

Wpływ hałdy fosfogipsów i sposobu jej „rekultywacji” na środowisko i eutrofizację Zatoki Gdańskiej

W celu udowodnienia szkodliwego oddziaływania składowiska fosfogipsów tzw. hałdy (odpad przy produkcji nawozów fosforowych w GZNE) na środowisko i eutrofizację Zatoki Gdańskiej przedstawiono i scharakteryzowano:

- brak stateczności geotechnicznej hałdy;
- niekontrolowane odcieki z hałdy do wód podziemnych, powierzchniowych i gleby;
- szkodliwe oddziaływanie na środowisko nagromadzonych w jednym miejscu 16 mln ton fosfogipsów;
- skutki erozji wodnej i wietrznej składowiska fosfogipsów;
- niekontrolowane zrzuty komunalnych osadów ściekowych na hałdę;
- stanowisko Amerykańskiej Agencji Ochrony Środowiska EPA w sprawie rakotwórczego oddziaływania składowiska fosfogipsów na zdrowie człowieka;
- konieczność opracowania sposobu zamknięcia składowiska w celu ograniczenia jego wpływu na środowisko z uwzględnieniem badań hydrogeologicznych i geologicznych.

Składowisko fosfogipsów w Wiślinie koło Gdańska jest położone w delcie Wisły w depresyjnym obszarze osadów aluwialnych, zajmuje obszar 36 ha, z czego pod hałdą znajdują się 24 ha, a jego wysokość przekracza 41 m. Pierwsze warstwy fosfogipsów złożono w 1972 r. w wyrobisku cegielni po prawie całkowitym wydobyciu namulów holocenijskich o miąższości do 10 m. W związku z tym pod hałdą może znajdować się niewielka warstewka namulów (mułki z domieszką frakcji piaszczystej, ilastej i humusowej) o wysokim współczynniku przepuszczalności, o czym świadczy obecność zanieczyszczeń w czwartorzędowej warstwie wodonośnej, w której zalegają plejstocenijsko-holocenijskie piaski drobno- i średnioziarniste. Zanieczyszczenia warstwy wodonośnej związane z migracją odcieków z hałdy, wykazują bardzo wysokie, ponadnormatywne stężenia fosforanów, dochodzące do 1580 mg/dm^3 i fluorków, niejednokrotnie przewyższających dopuszczalne normy, występują również metale ciężkie (badania Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w 2007 r.). Gliny zwałowe tworzące warstwę praktycznie nieprzepuszczalną (występują przewarstwienia) leżą na głębokości 40–95 m, według przekroju hydrogeologicznego z 1983 r. wykonanego przez Instytut Hydrotechniki Politechniki Gdańskiej. Poniżej znajduje się drugie, kredowe piętro wodonośne z tzw. „anomalią żuławską” związaną z występowaniem fluoronośnych konkrecji apatytowych.

Istnieje konieczność aktualizacji tego przekroju hydrogeologicznego z uwzględnieniem skutków osiadania hałdy i nacisku na niestabilne podłoże, nagromadzonych 16 mln ton fosfogipsów (nacisk może dochodzić do 90 t/m^2), a także określenie dynamiki wód czwartorzędowych (dotychczas przyjmowano 4 m/rok), zwłaszcza że ich poziom stale się podnosi. Faktem jest, że na Żuławach znajdują się studnie 30–40 m głębokości, z których czerpie się wodę prawdopodobnie wyłącznie do celów gospodarczych (podlewania ogrodów, pojenie bydła) ale nie należy zapominać o łańcuchu troficznym.

Wskazane jest wykonanie co najmniej kilku wiercenń geologicznych w prostej linii od hałdy, które pozwolą ocenić rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń. W ekspertyzie wykonanej w 1978 r. przez Katedrę Hydrogeologii Politechniki Gdańskiej, stwierdzono negatywne oddziaływanie hałdy na wody podziemne w odległości 1000 m od składowiska i do głębokości 25 m. Zagrożenia dla środowiska wynikają głównie z nieskutecznego zabezpieczenia składowiska, ponieważ odcieki z hałdy rozprzestrzeniają się, tworząc rozlewiska i zastoiska.

Niekontrolowane odcieki o niskim pH (fosfogipsy mają pH 2–4) i bardzo wysokich stężeniach fosforanów (wartość graniczna zawartości fosforanów dla wód powierzchniowych V klasy wynosi $1 \text{ mg PO}_4^{3-}/\text{dm}^3$), a także fluorków, siarczanów i azotanów, zawierające metale ciężkie i pierwiastki promieniotwórcze migrują również do wód powierzchniowych Martwej Wisły i przenoszone są do Zatoki Gdańskiej, pomimo słabego przepływu rzeki i okresowego cofania się jej wód. Nagromadzenia fosforanów i azotanów (azotany pochodzą głównie z komunalnych osadów ściekowych, zrzucanych

na hałdę w ramach tzw. „rekultywacji”) w Zatoce Gdańskiej przyczyniają się do jej eutrofizacji i m.in. bujnego rozwoju sinic. Odcieki z hałdy przedostają się poza system zabezpieczeń (rów wewnętrzny, zewnętrzny, rowy melioracyjne, zbiornik retencyjny) na tereny rolnicze Żuław poprzez nieszczelności w grodziach z materiału ilastego, umieszczonych w rowach melioracyjnych.

Niekorzystne i szkodliwe dla środowiska jest nagromadzenie 16 mln ton fosfogipsów w jednym miejscu, na podłożu plastycznym i miękkoplastycznym i w odległości zaledwie 50 m od Martwej Wisły. Fosfogipsy składają się w 95% z uwodnionego siarczanu wapnia i domieszek związków fluoru do 2%, fosforanów, metali ciężkich, pierwiastków promieniotwórczych i ziem rzadkich. Skład hałdy nie jest jednorodny pod względem chemicznym, ponieważ do produkcji nawozów fosforowych stosowano różne surowce: apatyty, fosforyty Togo i fosforyty marokańskie. Na uwagę zasługuje wysoka, ponadnormatywna zawartość kadmu w hałdzie (pierwiastek wybitnie szkodliwy dla organizmów żywych), jak również w odciekach z hałdy, a także w komunalnych osadach ściekowych z oczyszczalni miejskich, którymi częściowo pokryto fosfogipsy, dokonując niekontrolowanych zrzutów od 1999 r.

Metale ciężkie, pierwiastki promieniotwórcze, fluorki i inne zanieczyszczenia przenikają do gleby, zwłaszcza podczas ulewnych deszczy, które wypłukują te składniki z warstwy powierzchniowej składowiska, a także infiltrują w jego głąb (wewnętrzne rozmywanie hałdy) poprzez szczeliny i pęknięcia.

Wyniki badań przeprowadzonych w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG wyraźnie wskazują na migrację metali ciężkich do gleby. Metale ciężkie przy wysokiej kwasowości gleby, jaka występuje wokół hałdy i na Żuławach, przenikają do głębszych warstw gleby i częściowo akumulują się w roślinach. Wobec tego zawartość metali ciężkich w powierzchniowej warstwie gleby do 30 cm, oceniana na podstawie rozporządzenia Ministra Środowiska z dn. 9 września 2002 r. w sprawie standardów jakości gleby (Dz. U. nr 165, poz. 1359) jest nieadekwatna do faktycznego zanieczyszczenia gleby, zwłaszcza że jej zanieczyszczenie należy odnieść do tła i dawek na hektar.

Ponadto w fosfogipsach nagromadzone są pierwiastki promieniotwórcze takie, jak rad-226, tor, uran, stront i inne. Badania promieniotwórczości przeprowadzone przez Centralne Laboratorium Ochrony Radiologicznej (CLOR) w Warszawie w 2005 r. nie wykazują zagrożenia środowiska w najbliższym sąsiedztwie hałdy i w odległości około 150 m na zachód od składowiska. Jednakże według pomiarów radioaktywności hałdy, przeprowadzonych przez CLOR w dniu 23.12.1987 r. fosfogipsy marokańskie nie spełniają wymagań w zakresie dopuszczalnych stężeń pierwiastków promieniotwórczych, zgodnie z instrukcją ITB nr 234, ponieważ najwyższe dopuszczalne stężenie zostało przekroczone o 251,5%. Jak z tego wynika fosfogipsów nie wolno stosować w budownictwie, ale przecież hałdę traktuje się jako budowlę ziemną, w pobliżu której mieszkają ludzie, a strefa ochronna wynosi zaledwie 300 m. Faktem jest, że pierwiastki promieniotwórcze o zbliżonym promieniu jonowym do jonu wapnia mogą podstawiać wapń nie tylko w fosforatach tworzących się w środowisku morskim, ale również w fosfogipsach, na przykład wskutek opadu atmosferycznego spowodowanego m.in. przez awarie elektrowni atomowych.

Brak zabezpieczenia powierzchniowego hałdy od wierzchołku do jej podstawy powoduje nie tylko postępującą erozję wodną, związaną z rozmyciem i osłabieniem skarp, co może doprowadzić do dużych osuwisk i zapadlisk, ale także przyczynia się do erozji wietrznej i niekontrolowanego przenoszenia pyłów zawieszonych, głównie na pola uprawne Żuław, a także do Gdańska, zależnie od kierunku wiatru, jego nasilenia oraz rzeźby terenu. Emisja ze składowiska do powietrza pyłów i gazów takich, jak dwutlenek siarki, fluor jest potwierdzona wynikami badań, ale według ekspertyzy, wykonanej przez Hupkę i in. w 2006 r. nie obserwuje się pylenia na granicy 300-metrowej strefy ochronnej i w związku z tym ograniczono zakres i częstotliwość badań, których praktycznie się nie prowadzi. Brakuje tła i bazy danych.

Stosowanie tzw. „rekultywacji” poprzez niekontrolowane zrzuty na hałdę komunalnych osadów ściekowych z oczyszczalni miejskich, zawierających kilkakrotnie wyższe koncentracje metali ciężkich, niż nagromadzone w fosfogipsach oraz bakterie, wirusy i grzyby, powoduje zwiększone zanieczyszczenie środowiska. Ulewnie deszcze wymywają te zanieczyszczenia tworząc osuwiska. Osady ściekowe ulegają mineralizacji i zależnie od warunków klimatycznych przyczyniają się do zapylenia środowiska. Zgodnie z pomiarami przeprowadzonymi przez WiOŚ, opad pyłu w latach 2003–2004 w rejonie składowiska wzrósł trzykrotnie. Proces tzw. „rekultywacji” polega na składowaniu odpadu na odpadzie, przy czym nie tworzy się, zgodnie z zamierzeniem trwała okrywa roślinna. W rozporządzeniu Ministra Środowiska w sprawie komunalnych osadów ściekowych z dn. 1.08.2002 (Dz. U. nr 41, poz. 365 i nr 113, poz. 984) zakazuje się ich stosowania w pasie gruntu o szerokości 50 m (odległość składowiska od brzegu Martwej Wisły wynosi 50 m) bezpośrednio przylegającego do brzegów jezior i cieków, na terenach podtopionych i bagiennych, a takie właśnie znajdują się wokół hałdy.

Zanieczyszczenia nagromadzone w hałdzie oddziałują negatywnie na rośliny, przyczyniając się do zmian w ich strukturze i rozwoju oraz wywołują zmiany patologiczne u zwierząt, co jest jednoznacznie potwierdzone badaniami.

Podkreślić należy, że GZNF wytwarzają nawozy fosforowe na licencji USA, a według Amerykańskiej Agencji Ochron Środowiska EPA, składowiska fosfogipsów oddziałują rakotwórczo na człowieka. W związku z tym wydano w 1993 r. „prawo fosfogipsowe”, według którego zabrania się m.in. stosowania fosfogipsów jako podkładu przy budowie dróg, ze względu na możliwość podwyższenia zachorowalności na raka. W raporcie przedstawionym w 2006 r. przez Instytut Medycyny Pracy i Zdrowia Środowiskowego w Sosnowcu ocenione jest wstępnie ryzyko zdrowotne mieszkańców Wiślinki, związane z oddziaływaniem hałdy fosfogipsów. Z raportu wynika, że pierwiastki promieniotwórcze, zwłaszcza rad-226, a także arsen mają właściwości rakotwórcze, natomiast podnoszone w publikacjach oddziaływanie rakotwórcze fluorki i ołowiu nie jest jednoznacznie określone. Szereg innych zanieczyszczeń nagromadzonych w hałdzie, obok wyżej

wymienionych pierwiastków, a zwłaszcza metale ciężkie oddziałują szkodliwie nie tylko na środowisko, ale i na zdrowie człowieka, wywołując szereg chorób.

W celu zamknięcia składowiska, które niestety będzie jeszcze funkcjonować do 2009 r. niezbędne jest przeprowadzenie badań hydrogeologicznych i geologicznych oraz wykonanie przekrojów georadarowych, zwłaszcza że składowisko jest usytuowane na gruntach plastycznych i miękkoplastycznych.

W dyskusji brali udział: Z. Bąkowski, L. Jurys, H. Kazanowska, J. Kubicki, M. Lidzbarski, E. Mojski, S. Niczyporuk, B. Plewczyński, K. Sarnowska-Jackowska, G. Szumska, J. Wyganowski, T. Zimiński i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 2 października 2007 r.

Tomasz WOŹNIAK

Tektonika utworów paleozoicznych i mezozoicznych w rejonie Zagnańska (NW część Gór Świętokrzyskich)

W ciągu ostatnich stu lat pojawiły się różne koncepcje co do budowy północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich i ich tektogenezy. W paleozoiku istniały dwa odrębne obszary paleogeograficzne, bardzo różniące się między sobą (region łysogórski i region kielecki). Każdy z tych regionów odznaczał się odrębnym rozwojem facjalnym. Region łysogórski reprezentował obszar gdzie odbywała się ciągła sedymentacja osadów, osiągających znaczną miąższość, natomiast region kielecki reprezentował obszar, którego sedymentacja wyróżniała się brakiem ciągłości oraz odrębnym rozwojem facjalnym.

Teren badań obejmował kontakt utworów paleozoicznych strefy łysogórskiej z obrzeżeniem permo-mezozoicznym. Strefa łysogórska obejmuje głównie północną część trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich i odpowiada regionowi łysogórskiemu.

Celem pracy było zbadanie utworów paleozoicznych i mezozoicznych w rejonie Zagnańska, w NW części Gór Świętokrzyskich oraz ustalenie w jaki sposób wydarzenia tektoniczne młodszego paleozoiku, mezozoiku i kenozoiku wpłynęły na budowę strukturalną badanego terenu.

Prace terenowe wykonane w kamieniołomie na Górze Barcza i w kamieniołomie „Zachemie” na Górze Chełmowej oraz w pięciu odsłonięciach we wschodniej części Góry Chełmowej, dotyczyły obserwacji litologicznych oraz pomiarów: położenia warstw, uskoku, powierzchni spękań i luster tektonicznych. Podczas realizacji badań dokonano 170 pomiarów położenia warstw i 288 pomiarów spękań. Ponadto zlokalizowano i pomierzono 29 uskoku i 16 luster tektonicznych.

Osady dewonu dolnego, występujące na Górze Barczy, mają dominujący bieg warstw o wartości 119/22N, natomiast bieg warstw osadów dewonu środkowego w kamieniołomie „Zachemie” wynosi 98/35N. Osady triasu dolnego występujące tylko na Górze Chełmowej mają wartość 102/2N.

Uskoki na badanym obszarze można podzielić na dwie grupy. Pierwsze to uskoki ciągnące się na kilkadziesiąt metrów, widoczne w morfologii terenu. Drugą grupę stanowią uskoki, których skrzydła przemieszczone są względem siebie maksymalnie o kilkadziesiąt centymetrów, nie powodując zaburzeń warstw przyległych. Uskoki poprzeczne do regionalnych struktur tektonicznych mają bieg od 350 do 2°, uskoki ukośne wynoszą od 35 do 55°, natomiast uskoki podłużne wynoszą 82–98° i 110–121°.

W wyniku przeprowadzonych prac terenowych oraz analizy danych można wysunąć następujące wnioski. Synklina Barczy powstała w wyniku zginania. Reżim tektoniczny po dewonie związany był z kierunkiem N–S powodując powstanie systemu ostrokątnego i ortogonalnego. W utworach pstręgo piaskowca powstały spękania ścięciowe w wyniku działania pola naprężenia N–S albo w wyniku oddziaływania ciężaru nadkładu. Główne struktury tektoniczne powstały w fazie sudeckiej, natomiast w czasie ruchów starokimeryjskich nastąpiło jedynie odmłodzenie struktur paleozoicznych. Główne pole naprężeń przemieszczało się z kierunku subpołudnikowego (bieg 356°) w czasie fazy sudeckiej, na 4° w czasie fazy starokimeryjskiej, a następnie w kierunku NE–SW, w czasie fazy laramijskiej. Utwory triasowe korespondujące bezpośrednio z podłożem paleozoicznym wykazują ścisły z nim związek. Podobieństwo przejawia się w położeniu osi synklin, spękań poprzecznych i ukośnych w stosunku do regionalnych struktur oraz w subpołudnikowym kierunku naprężenia (w fazie starokimeryjskiej).

W dyskusji brali udział: M. Lidzbarski, W. Prussak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 16 października 2007 r.

Jarmila KRZYMIŃSKA, Jolanta PARUCH-KULCZYCKA, Radosław PIKIES

Nowe stanowiska występowania zespołów otwornic w morskich osadach plejstocénskich na obszarze Dolnego Powiśla

W czasie prezentacji przedstawiono wyniki najnowszych badań mikropaleontologicznych otwornic oraz towarzyszących im małżoraczków obecnych w morskich osadach plejstocenu Polski północnej. Badany materiał pochodził z dwóch otworów wiertniczych — Obrzynowa (15 próbek) i Licze (20 próbek) zlokalizowanych na obszarze Dolnego Powiśla (rejon Susza i Prabut). Stan zachowania oraz charakter analizowanej mikrofauny wskazuje na występowanie *in situ*, w obrębie eemskiego cyklu sedymentacyjnego, co potwierdzają wcześniejsze badania geologiczne, malakologiczne i palinologiczne tych osadów (Makowska, 1999, 2001). Przeprowadzone ostatnio kompleksowe badania taksonomiczne, paleogeograficzne i paleoekologiczne, poparte analizą ilościową, wykazały, że eemskie zespoły otwornicowe są reprezentowane przez 11 taksonów, z których największą frekwencję osiągają bentoniczne formy borealne takie jak: *Ammonia batavus*, *Elphidium alumbilicatum*, *Elphidium gunteri*, rzadziej ciepłolubne formy luzytańskie: *Elphidium williamsoni*, oraz sporadycznie arktyczne *Elphidium excavatum f. clavata*.

Cechą charakterystyczną badanych zespołów otwornicowych jest ich niewielkie zróżnicowanie taksonomiczne oraz przeważający udział taksonów o charakterze kosmopolitycznym i eryfajalnym. Udział w zespołach licznych form młodocianych oraz form wykazujących wyraźną zmienność wewnątrz gatunkową wskazuje na zmienny charakter parametrów środowiskowych, charakterystyczny dla płytkich stref szelfowych. Takie warunki panowały w brzeżnej strefie zbiornika eemskiego obejmującego obszar Bałtyku na terytorium Danii, Niemiec, Holandii i Polski (Solveig-Seidenkrantz *et al.*, 2000).

Taksonomiczna oraz paleoekologiczna analiza porównawcza badanych zespołów mikrofaunistycznych pochodzących z Dolnego Powiśla z zespołami otwornicowymi znanymi z terytoriów sąsiedzkich umożliwiła korelację biostratygraficzną z wydzieleniami wyróżnionymi dla interglacjału eemskiego w Ristinge Klint w południowej Danii (Solveig-Seidenkrantz *et al.*, 2000).

Wydaje się, że zarówno migracja mikrofauny jak i jej mieszanie się w okresie interglacjału eemskiego związane było z globalnym podniesieniem się poziomu morza (Kristensen *et al.*, 2000). W tym okresie nastąpiło otwarcie Morza Bałtyckiego zarówno w kierunku zachodnim (obszar Niemiec) jak i kierunku wschodnim w stronę Morza Białego. Można przypuszczać, że Morze Bałtyckie w pewnym stopniu stało się dobrze przewietrzanym morzem otwartym, w którym bytowała znaczna ilość infauny, a zasolenie wód powierzchniowych mogło okresowo wynosić około 25–31 PSU, natomiast w strefach przyujściowych rzek 15 do 20 PSU (Grøsfjeld *et al.*, 2006). Przedstawiona w opracowaniu sukcesja zespołów otwornicowych sugeruje, że w czasie ingresji morza eemskiego otwornice, w porównaniu z zespołami malakofauny (Makowska, 1999, 2001), odznaczały się większą zdolnością do migracji oraz kolonizacji wód Bałtyku przez taksony pochodzące z prowincji borealno-arktycznej niż luzytańskiej.

W dyskusji brali udział: P. P. Woźniak i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 30 października 2007 r.

Anna SZELEWICKA, Mirosław LIDZBARSKI

Pierwszy poziom wodonośny w rejonie Gdańska

W ostatnich latach coraz częściej przedmiotem badań w hydrogeologii są płytkie wody podziemne identyfikowane najczęściej z pierwszym (od powierzchni terenu) poziomem wodonośnym (PPW). Zainteresowanie tymi wodami wynika m.in. z realizacji zadań związanych z wdrażaniem dyrektyw Unii Europejskiej: *Ramowej Dyrektywy Wodnej* i tzw. *Dyrektywy Azotanowej*. Obie dyrektywy uwypuklają związki pierwszego poziomu wodonośnego z ekosystemami wodnymi i lądowymi. Dalszy rozwój bazy danych GIS MhP jest również ukierunkowany na ocenę ilości i jakości płytkich wód gruntowych wraz z ich kartograficznym odwzorowaniem.

Rejon Gdańska charakteryzuje wielopiętrowy układ struktur hydrogeologicznych. Występowanie wód podziemnych związane jest z utworami kredy, paleogenu, neogenu, plejstocenu i holocenu. Ponad użytkowymi poziomami wodonośnymi powszechnie występują płytkie wody podziemne utożsamiane z tzw. „pierwszym poziomem wodonośnym”.

W zależności od środowiska skalnego, facji utworów lub morfologii terenu w regionie gdańskim zostały rozpoznane następujące rodzaje wód pierwszego poziomu wodonośnego:

— w utworach polodowcowych: moreny dennej i czołowej, sandrów i utworów międzymorenowych;

- w aluwialach dolin rzecznych i tarasów, w tym w utworach deltowych Żuław Wiślanych i tarasu nadmorskiego;
- w stożkach napływowych;
- w pradolinach.

Biorąc pod uwagę warunki występowania i związki hydrodynamiczne wód pierwszego poziomu wodonośnego wyodrębniono ich poszczególne typy w obrębie strefy aeracji i saturacji. W strefie aeracji są to wody zawieszone i wsiąkowe powszechnie występujące na obszarach wysoczyznowych Pojezierza Kaszubskiego, natomiast w strefie saturacji: wody gruntowe pozostające najczęściej w związku hydraulicznym z głębszymi poziomami wodonośnymi.

W strefie krawędziowej Pojezierza Kaszubskiego stwierdzono różny stopień związania hydraulicznego wód powierzchniowych z wodami podziemnymi. Dolne odcinki rzek wykazują bezpośredni związek z wodami podziemnymi użytkowych poziomów wodonośnych. Są one silnie zasilane wodami gruntowymi i wgłębny. Środkowe odcinki rzek związane są z wodami gruntowymi, lokalnie również z wodami głębszych poziomów wodonośnych. Natomiast górne odcinki rzek, odwadniających wschodnią część wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego, pozbawione są kontaktu hydraulicznego z wodami strefy saturacji. Zasilane są wyłącznie wodami zawieszonymi.

Na terenie Żuław Wiślanych pierwszy poziom wodonośny związany jest z deltowymi, holoceniowymi osadami. Wśród mad i namulów występują liczne, nierównomiernie rozmieszczone przewarstwienia zawodnionych piasków drobnoziarnistych, często mułkowatych, z domieszką substancji organicznej. Wspomniane przewarstwienia cechuje zmienna miąższość, od kilkudziesięciu centymetrów do kilkunastu metrów, zmienna wodoprzepuszczalność i zróżnicowana rozciągłość. Zawodnione piaski niekiedy odsłaniają się na powierzchni terenu. Na ogół płytkie piaski serii deltowej łączą się bezpośrednio z niżej zalegającymi piaszczystymi i piaszczysto-żwirowymi osadami holocenu i plejstocenu stanowiąc jeden połączony plejstoceno-holoceniowy poziom wodonośny (Q_{pl-h}) o miąższości 25–40 m. Głębokość zalegania tego poziomu jest zróżnicowana, od około 2 do ponad 15 m i zależy od miąższości słabo przepuszczalnych osadów organiczno-mineralnych (gleby, torfy, namuły) występujących w nadkładzie. Graficzne wyznaczenie głębokości zalegania stropu pierwszego poziomu wodonośnego jest utrudnione ze względu na duże zróżnicowanie litologiczne. Strop wyznacza swobodne zwierciadło wody występujące w piaskach lub też w bliskim sąsiedztwie miąższość nadległych mad, namulów, gdzie zwierciadło jest lekko napięte. Miejscami poziom plejstoceno-holoceniowy jest dwudzielny. Płytsza warstwa wodonośna oddzielona jest od głębszych partii plejstocenu kompleksem namulów lub mułków.

Stany wód pierwszego poziomu wodonośnego na obszarze równiny deltowej są kształtowane naturalnym (rocznym) rytmem wahań oraz czynnikami antropogenicznymi wynikającymi z eksploatacji wód podziemnych i obecnością systemów wodno-melioracyjnych. Intensywna eksploatacja wód podziemnych w ujęciach komunalnych i zakładowych spowodowała, że powstały dwa rozległe regionalne leje depresji obejmujące wielopiętrowy system wodonośny. Od kilkunastu lat, w wyniku redukcji eksploatacji wód podziemnych, leje te sukcesywnie ulegają wypełnieniu. Prognozuje się dalsze podnoszenie się zwierciadła wód podziemnych. Obecnie zwierciadło wody najczęściej układa się nieco nad poziomem morza (do 1–1,5 m n.p.m.) i tylko miejscami zalega na rzędnych niższych niż poziom morza (obszary odwadniane, poldeiry). Związane to jest z drenażem tych wód poprzez systemy odwadniające. Spadki hydrauliczne są niewielkie. W oparciu o istniejące rozpoznanie trudno jest określić lokalne kierunki i prędkości przepływu wód w pierwszym poziomie wodonośnym. Charakterystyczną cechą systemu wodonośnego Żuław jest zróżnicowanie ciśnień piezometrycznych w poszczególnych poziomach wodonośnych. Miejscami są one wyższe w głębiej zalegającym poziomie plejstoceno-holoceniowym (Q_{pl-h}) niż w warstwach wodonośnych płytkiej serii deltowej. W skrajnych przypadkach zwierciadło wody poziomu Q_{pl-h} ma charakter artezyjski i stabilizuje się nad terenem.

Opracowana niedawno *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000 — występowanie i hydrodynamika*, ark. Gdańsk znajduje zastosowanie w szeregu opracowaniach o charakterze użytkowym i badawczym. Ułatwia projektowanie inwestycji zwłaszcza tras komunikacyjnych, umożliwia opracowanie ocen oddziaływania na środowisko oraz jest cennym uzupełnieniem projektów, dokumentacji i ekspertyz hydrogeologicznych. Stanowiła podstawę opracowania zagadnień hydrogeologicznych w *Atlasie geologiczno-inżynierskim Trójmiasta* oraz została wykorzystana przy końcowych pracach badawczych międzynarodowego programu ASTRA.

Należy jednak pamiętać o ograniczeniach w/w mapy. Wynikają one z przyjętej definicji PPW (w efekcie pomija niektóre zbiorowiska wód podziemnych), niedostatecznego stopnia rozpoznania warunków hydrogeologicznych, z przyjętej skali mapy nieadekwatnej do obszarów miejskich oraz ze znacznego stopnia komplikacji warunków hydrogeologicznych.

W dyskusji brali udział: J. Fac-Beneda, E. Glaza i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 listopada 2007 r.

Lesław MIL

Wykorzystanie metod sejsmoakustycznych do rozpoznania procesów geodynamicznych podbrzeża pomiędzy Ustką a Władysławowem

Strefa brzegowa jest terenem o dużym znaczeniu gospodarczym, intensywnie wykorzystywanym przez człowieka a jednocześnie jest to rejon o szybkim tempie zmian środowiska i dużej intensywności procesów geodynamicznych (głównie abrazji i akumulacji).

Wzmózione niszczenie brzegów morskich związane jest obecnie ze zjawiskiem współczesnej transgresji mórz i oceanów, spowodowanej ocieplaniem się klimatu Ziemi. W związku z powyższym celowe wydaje się jak najlepsze rozpoznanie tej strefy polskiego Bałtyku. Konieczne jest to dla prowadzenia działalności gospodarczej w tym rejonie, dla prawidłowego przeprowadzania ochrony polskich brzegów, posadowienia budowli hydrotechnicznych (takich jak: porty, przystanie, kable podmorskie, rurociągi, elektrownie wiatrowe, itp.).

Od dziesięciu lat Państwowy Instytut Geologiczny podejmuje prace nad wykonaniem map geologicznych polskiej strefy brzegowej. Prace te prowadzone są w ramach tematu „Geologiczne warunki ochrony i kształtowania południowego brzegu Bałtyku oraz obszarów ujściowych Odry i Wisły”.

W trakcie realizacji map geologicznych strefy brzegowej po raz pierwszy w historii polskich badań zostały wykonane profilowania sejsmoakustyczne strefy brzegowej. Połączenie wyników tych badań z informacjami o aktualnym stanie i tendencjach zmian podbrzeża pozwala rozpoznać zachodzące tam procesy geodynamiczne.

W pracy przedstawiono zagadnienia wykorzystania metod sejsmoakustycznych w badaniach polskiej strefy brzegowej w celu określenia procesów geodynamicznych podbrzeża. Zaprezentowano wyselekcjonowane i przeanalizowane materiały archiwalne z opracowań dokumentujących procesy geodynamiczne na badanym obszarze oraz dane zgromadzone w ramach realizacji tematu pod tytułem „Geologiczne warunki ochrony i kształtowania południowego brzegu Bałtyku oraz obszarów ujściowych Odry i Wisły”. Przeanalizowano związki budowy geologicznej podbrzeża z procesami abrazji na wybrzeżu na badanym obszarze. Wykonano mapę zasięgu warstwy dynamicznej na badanym terenie. Określono główne kierunki transportu odrzutowego i wzdłużbrzegowego.

W wyniku przeprowadzonych prac terenowych oraz analizy danych można wysunąć następujące wnioski:

- wykonane w strefie brzegowej profilowanie sejsmoakustyczne oraz otwory badawcze dowiodły przydatności tej metody badania procesów geodynamicznych w strefie podbrzeża;
- badania sejsmoakustyczne mogą służyć jako narzędzie do rozpoznania procesów zachodzących w strefie brzegowej, poprzez wskazanie stref gdzie obserwujemy oznaki dominowania procesów abrazji nad akumulacją osadów;
- istnieje również możliwość określenia miejsca zalegania warstwy dynamicznej związanej z transportem odrzutowym i dobrzegowym.

W celu dokładniejszego rozpoznania procesów geodynamicznych konieczne jest prowadzenie profilowania sejsmoakustycznego w tych samych miejscach, w odstępach stałych okresów czasu. Pozwoli to na określenie stopnia natężenia tych procesów, a również poinformuje o tendencji zmian podbrzeża i zmian linii brzegowej. Praca może być przydatna przy projektowaniu prac hydrotechnicznych na dnie morskim oraz może zostać wykorzystana do planowania nowych badań tego obszaru. Rozpoznanie litodynamiki badanego obszaru może pomóc w programie ochrony brzegów morskich.

W dyskusji brali udział: L. Jurys, R. Kramarska, W. Prussak, A. Tomczak, J. Zachowicz i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 11 grudnia 2007 r.

UZUPEŁNIENIE

Lidia SOBOL, Andrzej WOJTKOWIAK, Karol ZAWISTOWSKI

Trendy i zagrożenia wynikające z eksploatacji wód podziemnych województwa dolnośląskiego

Dotychczasowe działania mające na celu bilansowanie wód podziemnych dotyczyły zlewni oraz struktur hydrogeologicznych. Obecnie ważnym elementem w realizacji zapisów *Ramowej Dyrektywy Wodnej* (RDW) jest bilansowanie zasobów wód podziemnych w jednostkach administracyjnych. Na obszarze województwa dolnośląskiego 56% terenu posiada rozpoznane i udokumentowane zasoby dyspozycyjne wód podziemnych. Najlepiej udokumentowaną strefą jest centralna część województwa w rejonie Wrocławia oraz zlewnie górnego Bobru, górnej Nysy Łużyckiej oraz Baryczy. Łączna wielkość obliczonych zasobów wynosi 108 652 m³/h, z czego 50 167 m³/h to zasoby dyspozycyjne. Pozostałą część — 58 485 m³/h stanowią zasoby perspektywiczne obliczone metodami przybliżonymi. Najmniejsze wartości modułów zasobów dyspozycyjnych obserwuje się w północnej części województwa w zlewni Baryczy. Najwyższe moduły zasobów (ponad 7,5 m³/h × km⁻²) występują w części południowo-zachodniej w zlewniach bilansowych Nysy Łużyckiej i Bobru.

Z analizy poborów wód podziemnych w gminach wynika, że wykorzystywanych jest około 17% zasobów dyspozycyjnych i perspektywicznych całego województwa. Ocena stopnia wykorzystania zasobów wykazała deficyt w wykorzystaniu zasobów w gminach: Jawor, Marciszów, Lubin, Wałbrzych i Brzeg Dolny oraz w miastach na prawach powiatów grodzkich (Jelenia Góra, Legnica, Wrocław).

Łączne zasoby dyspozycyjne i perspektywiczne wód podziemnych dla całego regionu Środkowej Odry wynoszą 209 577 m³/h, z czego zasoby dyspozycyjne stanowią 39,9% i wynoszą 83 608 m³/h. Na obszarze regionu wodnego Środkowej Odry wydzielono 24 GWB o numerach: 60, 66–71, 74–76, 88–93, 110–116 i 131. W wartościach bezwzględnych największą zasobnością charakteryzuje się GWB 69 — 24 139 m³/h, najmniejszymi GWB 131 — 500 m³/h. W ujęciu względnym, najwyższe moduły — 9,6 m³/h × km⁻² charakteryzują GWB 67, 88 i 89, zlokalizowane w zlewni Nysy Łużyckiej, najniższe — 1,6, 2,9, 3,9 i 3,8 m³/h × km⁻² cechują odpowiednio GWB 76, 70, 68 i 115, z których trzy pierwsze odpowiadają obszarowo strefom zaburzeń głacictonicznych, czwarte zaś GWB reprezentuje górską część Sudetów Wschodnich (fragmenty zlewni Osobłogi i Nysy Kłodzkiej).

W dyskusji brali udział: Z. Cymerman, K. Horbowy, J. Koźma, M. Michniewicz, A. Stachowiak, E. Sztromwaser i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 9 maja 2006 r. w Oddziale Dolnośląskim PIG.

Janusz BADURA, Bogusław PRZYBYLSKI, Andrzej WIŚNIEWSKI

Kiedy pradoliną wrocławsko-bremeńską płynęła Odra? Klucz do zrozumienia zjawisk geologicznych zachodzących w środkowym zlodowaceniu wisły na Dolnym Śląsku

Rozwój geologiczny pradoliny wrocławsko-magdeburskiej, a w zasadzie opolsko-bremeńskiej w jej polskim odcinku nie jest dobrze udokumentowany. Pojęcie pradoliny wrocławsko-magdeburskiej po raz pierwszy pojawiło się w literaturze

już pod koniec XIX w. Najstarsza jej nazwa to pradolina wrocławsko-hanowerska (Berendt i in., 1885). Wahnschaffe i Schucht (1921) nazwali ją pradolina wrocławsko-magdeburgską. Z kolei Woldstedt (1955) nazwał ją pradolina wrocławsko-bremeńską. Mimo, iż pradolina ma w swojej nazwie Wrocław, to jej górny odcinek znajduje się na Śląsku Opolskim, na północ od Opola – w widłach Odry, Małej Panwi i Stobrawy. Ogólnie wiadomo, że pradolina odprowadzane były wody osadów fluwiogłajalnych z przed czoła lądolodu w czasie zlodowacenia warty. Od Opola pradolina biegnie przez Wrocław, Legnicę, Bory Dolnośląskie, Magdeburg, Hanower do Bremy. Jednak są także prace negujące jej związek ze zlodowaceniem warty bądź możliwość odprowadzania wód tym obniżeniem w rejonie Borów Dolnośląskich (Szczepankiewicz, 1972; Brodzikowski, 1978).

Przez wiele lat uważano, że jest to forma powstała przed czołem lądolodu stagnującego na linii wałów: śląskiego, mużakowskiego i Flëmingu, na Łużycach w czasie zlodowacenia warty. Uformowana po zlodowaceniu sieć rzeczna nieznacznie zmodyfikowała szerokie pradolinne obniżenie, w znacznej mierze zachowując dawne wypełnienie. Na podstawie badań biostratygraficznych i datowań radiowęglowych Cepek (1965) wskazał na inną genezę stropowej części wypełnienia pradoliny. Według niego osady pradolinne leżą dopiero na głębokości 20–30 m, a wyżej zalegają osady pochodzące ze środkowego odcinka zlodowacenia wisły — plenivistulian (3 stadium krzywej tlenowej).

Kontynuowane badania osadów wypełniających pradolinę na obszarze Łużyc potwierdziły ich stosunkowo młody wiek (Thieke, 1975; Schubert, 1979; Seifert, 1983; Brose i in., 1987; Wolf i Schubert, 1991; Wolf i in., 1994; Mol, 1997; Bos i in., 2001; Kasse i in., 2003; Hiller i in., 2004). Na podstawie datowań ^{14}C stwierdzono, że najstarsze osady powstały przed $46\,700 \pm 1600$ BP, a najmłodsze $20\,270 \pm 1000$ BP (Mol, 1997).

W świetle wyników badań przeprowadzonych na Łużycach należy przeanalizować, czy w Polsce także nie występują osady młodsze wypełniające pradolinę. Dalsze utrzymywanie poglądów o warciańskim wieku zasypiania powoduje powstanie sztucznej granicy geologicznej pokrywającej się z granicą polityczną. Ponadto analizując powierzchnię stropu zasypiania warciańskiego na granicy między Saksonią a Dolnym Śląskiem musimy wprowadzić uskoki, o zrzucie 20–30 m.

Pośrednią przesłanką wskazującą, że wypełnienie pradoliny wrocławsko-magdeburgskiej na obszarze Polski zachodziło kilkietapowo, dostarczają karty otworów wiertniczych, w których znajdują się informacje o torfach leżących na głębokości 10–20 m. Są to prawdopodobnie torfy eemskie lub pochodzące z wczesnego zlodowacenia wisły. Torfy eemskie i ze zlodowacenia wisły stwierdzano w dolinie Szprotawy.

Obecnie najwięcej nowych informacji o skali przepływów powodziowych w środkowym okresie zlodowacenia wisły dostarcza stanowisko środkowopaleolityczne we Wrocławiu przy al. Hallera. Stanowisko to położone jest w południowej części Wrocławia, około 15 m nad poziomem Odry. Znajduje się ono w pobliżu granicy Równiny Wrocławskiej z pradolina. Znajduje się na ostańcu wysoczyzny polodowcowej częściowo ściętej erozyjnie, a częściowo nadbudowanej przez osady rzeczne. Zatem znajduje się ono na tarasie erozyjno-akumulacyjnym. Analiza składu petrograficznego frakcji żwirowej wykazała, że oprócz materiału skandynawskiego występują także klasty sudeckich skał permskich oraz drobne fragmenty skał krzemionkowych i piaszczystych typowych dla Karpat Zachodnich. Skład petrograficzny jednoznacznie wskazuje, że skały te mogły być przyniesione jedynie przez Odrę, a nie inne rzeki płynące z południa.

W spągu serii rzecznej występują w dwóch horyzontach znaczne ilości kości dużych ssaków oraz artefakty. Ułożenie wyrobów krzemiennych wskazuje, że były one tworzone w tym rejonie, a późniejsza ich redepozycja zachodziła na niewielką kilkumetrową odległość. Datowanie osadów mineralnych i kości mimo rozbieżności dat (48–117 ka) wskazują, że zarówno kości, jak i osady związane są z wczesnym i środkowym zlodowaceniem wisły.

Stanowisko archeologiczne we Wrocławiu potwierdza więc szerokie rozprzestrzenienie osadów rzecznych zlodowacenia wisły występujących w pradolinie. Związek osadów żwirowych z Odrą sugeruje, że Odra wykorzystwała formę obniżenia pradolinnego pod koniec zlodowacenia warty i przez cały interglacjał eemski oraz większą część zlodowacenia wisły pradolina pełniła rolę doliny. Dopiero pod koniec fazy leszczyńskiej nastąpiły zmiany sieci rzecznej i Odra, Bóbr oraz Nysa Łużycka popłynęły przełomami przez Wał Śląski ku pradolinie warszawsko-berlińskiej.

W dyskusji brali udział: J. Koźma, M. Michniewicz i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 28 listopada 2006 r. w Oddziale Dolnośląskim PIG.