

SPIS RZECZY

MUZEUM GEOLOGICZNE

Izabela PLOCH: Zapis zmian klimatycznych w osadach górnego waluynu Ni u Polskiego 3

ODDZIAŁ DOLNO L SKI

Stefan CWOJDZI SKI: Geoturystyczne mapy drogowe — nowy typ przewodników geologicznych 5

ODDZIAŁ GÓRNO L SKI

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 BRODZI SKI, 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 Górno l skiego 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 LASO : Tło geochemiczne wendyjskich i sylurskich skał z zachodniej części bloku małopolskiego 19

Paweł WOŹNIAK: Działalność edukacyjna prowadzona przez Oddział Górno l ski
Państwowego Instytutu Geologicznego w latach 1997–2007 21

Jadwiga WAGNER, Zbigniew KACZOROWSKI, Piotr LISZKA, Bogumił GAJOWIEC:
Pierwszy poziom wodonośny w rejonie Czestochowy. 21

Martyna GUZIK, Piotr LISZKA, Andrzej PACHOLEWSKI: Rozwój sieci obserwacyjno-badawczej
wód podziemnych w wiecie wymagających stawianych Państwowego Słownika Hydrogeologicznego 23

Katarzyna STRZEMI SKA: 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 lsko-pod lskiej 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 młodoczwartorzędowych
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

MUZEUM GEOLOGICZNE

Izabela PLOCH

Zapis zmian klimatycznych w osadach górnego walu w Polsce

We wczesnej kredzie basen polski był częścią basenu centralnoeuropejskiego. Okresowo wpływy oceanu Tetydy znaczący się przez południe, a wpływy morza borealnego przez północ. W centralnej i północno-zachodniej części basenu polskiego dominowała sedymentacja silikoklastyczna, natomiast w części południowo-wschodniej — węgla. Badania osadów dolnej kredy oparte są głównie na materiale z wierzchołka. Jednym z nielicznych odsłonięć dolnokredowych skał jest wyrobisko w Wale (północno-wschodnie skrzydło niecki tomaszowskiej), gdzie odsłaniają się głównie ilaste osady walu. Szczegółowe badania osadów górnego walu pozwoliły na ich zapis ze zmianami zachodzącymi w północnym szelfie Tetydy. W profilu Wale ilość ziaren glaukonitu stopniowo wzrasta w osadach górnego walu. W najwyższej części górnego walu (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 sedymentacji. Wykształcona jest jako fosforyt z glaukonitem i licznymi krzemionkowymi igłami glaukonitowymi. Warstwa fosforytu została częściowo zerodowana. Sekwencja osadów zaliczona do warstw fosforytu jest podobna do powtarzającej się sukcesji osadów w północnej części Tetydy, interpretowanej jako zapis globalnego wzrostu sedymentacji fosforanów powiązanego z szybkim ociepleniem klimatu (Föllmi *et al.*, 1994; Föllmi, 1996). Wielkość i czas erozji warstwy fosforanowej w Wale są trudne do oszacowania. Następny poziom cienkich warstw 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 DOLNO ŁSKI

Stefan CWOJDZI ŹSKI

Geoturystyczne mapy drogowe — nowy typ przewodników geologicznych

Omawiany przewodnik geoturystyczny jest efektem realizacji umowy zawartej w 2005 r. pomi dzy Ministrem Źrodowiska, Narodowym Funduszem Ochrony Źrodowiska i Gospodarki Wodnej oraz Pa stwowym Instytutem Geologicznym dotycz cej wykonania pracy pt.: *Geoturystyczne mapy drogowe Polski w skalach 1:10 000–1.25 000 — opracowanie metodyki (tomu pilota owego)*.

Celem tematu było opracowanie pilota owego tomu nowej serii wydawniczej. Seria ta b dzie składa si z przewodników geologicznych po Polsce ukierunkowanych na coraz popularniejsz turystyk samochodow . Pilota owy, pierwszy tom serii został opracowany na obszarze Dolnego Łska — jednego z najbardziej interesuj cych z geologicznego punktu widzenia regionów Polski.

W ramach realizacji tematu zebrano informacje geologiczne, Źrodowiskowe, ekologiczne i turystyczne dla głównej trasy drogowej Nysa–Złoty Stok–Łdek Zdrój–Kłodzko–Nowa Ruda–Wałbrzych–Kamienna Góra–Kowary–Jelenia Góra (około 200 km) oraz dla 6 tras bocznych, wyznaczono 51 punktów dokumentacyjnych, wykonano dokumentacj fotograficzn odsłoni i krajobrazów na całej trasie przewodnika. Zaproponowano tak e zespół map geoturystycznych opartych na *Szczegółowej mapie geologicznej Sudetów* w skali 1:25 000 zrzutowanych na cieniowany relief powierzchni Ziemi. Na takie tło naniesiono tre geoturystyczn — tras wycieczek, punkty dokumentacyjne i widokowe oraz podstawowe informacje geologiczne, omówione bardziej szczegółowo w tek cie przewodnika.

Rejon dolno łski, jeden z najciekawszych w Polsce z punktu widzenia budowy geologicznej, ma dług tradycj przewodników geologicznych, zarówno po całym regionie jak i po jego cz ciach. 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 dolno łskim. W okresie powojennym opracowano m.in.: *Region Gór Bardzkich. Przewodnik dla geologów* (Oberc, 1957), *Sudety Źrodkowe i Wschodnie. Przewodnik* (Walczak, 1962), *Sudety Zachodnie. Przewodnik* (Ste , 1965), *Przekroje geologiczne przez Polsk . Sudety* (Grocholski, 1967), *Przewodnik geologiczny po Sudetach* (praca zbiorowa pod. red. Grocholskiego, 1969), *Przewodnik geologiczny po Parku Krajobrazowym Chełmy na Pogórz Kaczawskim* (Grocholski, Wi niewski, 1995). W ostatnich latach Pa stwowy Instytut Geologiczny opracował i wydał, zwykle we współpracy z Czesk Słub Geologiczn , seri map geologicznych dla turystów (*Park Krajobrazowy Chełmy*, 1995, *Masyw nie nika*, 1997, *Góry Stołowe-Adrspach*, 1999), w toku opracowania jest mapa Gór Bystrzyckich i Orlickich oraz Gór Opawskich. Mapy geologiczne dla turystów s zaopatrzone w teksty obja niaj ce stosunki geologiczne na obszarze całych jednostek. Przewodniki te i mapy cieszyły si i ciesze ym powodzeniem, s one jednak w wi kszoci przewidziane dla turystyki pieszej. Rozwój motoryzacji i turystyki samochodowej, a jednocze nie wzrost zainteresowania społecze stwa przyrod , w tym tak e geologi , skłania do wprowadzenia na rynek nowego typu przewodników geologicznych. Tzw. geologia drogowa jest popularna w Stanach Zjednoczonych. Ameryka ska Słuba Geologiczna od wielu lat wydaje seri przewodników pod nazw *Road Geology* (Geologia Drogowa). Omawiana jest w nich budowa geologiczna wzdłu tras drogowych z uwzgl dnieniem punktów widokowych, na których zwykle zało one s parkingi.

Trasa przewodnika przebiega przez ró ne jednostki geologiczne Sudetów, jest pełna punktów widokowych, a w jej pobli u le znane odsłoni cia, obiekty pogórnice itp. Przewodnik składa si ze wst pu z ogóln charakterystyk budowy geologicznej jednostek przecinanych przez tras wycieczki oraz z cz ci zasadniczej stanowi cej opis trasy, kolejnych, proponowanych punktów wycieczkowych — odsłoni 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 — metamorfizm Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego (Wieciszowice—Rudzin—Czarnów—Pisarzowice—Leszczyniec—Ogorzelec—Przełęcz Kowarska—Góra Sulica—Przełęcz Okraj—Kowary), który został opracowany przez W. Kozdroja, jest S. Cwojdziski.

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

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 24 kwietnia 2007 r.

ODDZIAŁ GÓRNO Ł SKI

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 Rodowiska w ramach realizacji zadania badawczego pt. „Zintegrowany program płytkich wierce badawczych dla rozwi zania istotnych problemów budowy geologicznej Polski“. Był pierwszym z dwóch zaprojektowanych otworów wiertniczych dla rozwi zania Problemu nr 10 (Geologiczno-strukturalne rozpoznanie strefy rozłamu Kraków–Lubliniec na odcinku krakowskim) wspomnianego wy ej zadania, którego celem było:

- sprawdzenie wiarygodno ci przedstawionego przez Buł (2000) pogl du dotycz ce go kontaktu bloku górno ł skiego i małopolskiego na północnych peryferiach Krakowa;
- zbadanie utworów starszego paleozoiku i prekambriu w s siedztwie strefy rozłamowej Kraków–Lubliniec oddzielaj cej bloki górno ł ski i małopolski;
- prze ledzenie rozwoju sedimentacyjno-diastrficznego utworów prekambryjskich, dolnopaleozoicznych i mezozoicznych w tym obszarze;
- wykazanie ró nic i podobie stw w ewolucji strukturalnej utworów starszych od miocenu, wyst puj cych w kraw dziowych cz ciach bloków górno ł skiego i małopolskiego;
- wyznaczenie granicy pomi dzy w/w jednostkami tektonicznymi oraz okre lenie jej geometrii wgl bnej na badanym odcinku.

Pełnordzeniowany otwór Trojanowice-2 o gł boko ci 602,0 m został szczegółowo sprofilowany i opracowany, w zakresie niezb dnym dla wykonania dokumentacji otworowej. W trakcie wiercenia zrealizowane zostały badania hydrogeologiczne oraz geofizyki otworowej. Sporz dzono równie pełn dokumentacj fotograficzn rdzeni, a rdze wiertniczy został przekazany do Centralnego Archiwum Geologicznego (Magazyn Rdzeni w Kielnikach).

Wyniki wiercenia Trojanowice-2 wskazuj , e otwór ten spełnił zało enia projektowe i prawidłowo został zlokalizowany w kraw dziowej cz ci bloku górno ł skiego. Nawiercono w nim utwory kambriu dolnego subholmiowego charakterystyczne dla tego rejonu, których brak jest w zachodniej cz ci bloku małopolskiego. Budowa geologiczna okazała si jednak o wiele bardziej skomplikowana ni zakładano w projekcie. Pod monoklinalnie zalegaj cymi utworami jury rodkowej i górnej rozpoznano 200 m kompleks dolomitów rodkowego dewonu i pod cielaj cy go blisko 40-metrowy kompleks klastycznych osadów dewonu dolnego. W nawi zaniu do wyników wiercenia Trojanowice-1 położonego na NW od otworu Trojanowice-2 i innych otworów wykonanych w rejonie Krakowa mo na przyj , e stwierdzone w otworze Trojanowice-2 utwory dewo skie wypełniają wschodni cz rowu krzeszowickiego. Z powy szego wynika m.in., e zało enia tektoniczne rowu krzeszowickiego nale y wi za z ruchami waryscyjskimi, a nie z alpejskimi, jak zakładano dotychczas. Zaprojektowana gł boko (600 m) okazała si niewystarczaj ca do osi gni cia w otworze Trojanowice-2 prekambryjskiego podł a. Zgodnie z zało eniami przedstawionymi przez Buł (2000) otwór Trojanowice-1 jak i wykonany obecnie Trojanowice-2 usytuowane s w północnej cz ci zrbu Rzeszotar zbudowanego z archaicznych skał krystalicznych, lokalnie przykrytych podobnymi litologicznie do stwierdzonych w w/w otworach osadami kambriu dolnego subholmiowego o mi szo ci do kilkudziesi ciu metrów (np. otwór Wi niowa 6). Istniej ce dane pozwalaj przypuszcza , e na północnych peryferiach Krakowa, wierc c otwór o gł boko ci ok. 1000 m mo na osi gn pod dolnym kambrem prekambryjskie (archaiczne) skały krystaliczne.

Otwór wiertniczy Trojanowice-2 przyniósł równie wymierne korzy ci ekonomiczne. Wierceniem tym natrafiono na nieznyany dot d na tym obszarze wysokowydajny dewo ski poziom wodono ny o naporowym zwierciadle wody i samowypływie rz du kilkudziesi ciu m³/h. Współdziałanie geologów z Oddziału Górno Ł skiego Pa stwowego Instytutu Geologicznego w Sosnowcu, władz Gminy Zielonki oraz pracowników Departamentu Geologii w Ministerstwie Rodowi-

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 w glinowych.
M i o c e n (Baden)	
4,0–69,5	Iłowce i iły szarozielone, odcinkami z domieszką glaukonitu, lokalnie z конкреcjami pirytowymi oraz okruchami wapieni i krzemieni.
K r e d a g ó r n a (Turon)	
69,5–71,5	Margle jasnobrzoze 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, jasnobrzoze (bełkowe) z licznymi stylolitami, przekładane w najwyższej części interwału kilkudziesięciocentymetrowymi pakietami nieco marglistymi, w spogu z wkładkami wapieni kredowatych.
127,6–179,5	Wapienie kredowate, mikrytowo-sparytowe, jasnobłowe, odcinkami z dużą ilością szarych i czarnych węglanów krzemienych o wielkości do kilkunastu centymetrów, z dużą ilością szczątków gwałbków i pojedynczymi amonitami.
179,5–257,0	Wapienie skaliste, mikrytowo-sparytowe i sparytowe, barwy jasnobłowej (prawie białej), z dużym nagromadzeniem szczątków gwałbków, z licznymi stylolitami, miejscami zlewnie, miejscami mikroporowate.
257,0–272,0	Wapienie mikrytowo-sparytowe, barwy jasnobłowej (kremowej), uławiczone (20–30 cm) z licznymi szczątkami gwałbków i ciemnoszarymi krzemieniami.
J u r a r o d k o w a	
Kelowej	
272,0–294,8	Piaszkowce kwarcowe o spoiwie w glinowym, jasnobrzoze i szare, drobno- i średnioziarniste, lokalnie z drobnymi wkładkami piaskowca gruboziarnistego i zlepki, w stropie gruzłowych wapieni piaszczystych.
Baton	
294,8–306,0	Piaszkowce drobnoziarniste, szare, o spoiwie ilastym, z przewarstwieniami mułowców, z detrytusem roślinnym.
306,0–312,2	Iłowce o zmiennym zabarwieniu, pstry, barwy od błękitno-brzozej przez czerwono-brzoze do jasnoszarozielonej.
D e w o n 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 mikrowłkami wypełnionymi kalcytem, dolomitem 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	Piaszkowce kwarcowe szare, szarobłowe do rdzawych, drobno- i średnioziarniste.
Ems	
544,2–557,5	Mułowce ciemnoszare z przewarstwieniami jasnoszarego piaskowca drobnoziarnistego, z dość licznymi skamieniałościami lądowymi.
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 w glinowym, 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 BRODZI SKI, 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 wodono ny wyst powanie i hydrodynamika”, jest kolejnym etapem prac nad baz danych MhP 1:50 000 po uko czeniu pierwszej arkuszowej edycji mapy (realizowanej w latach 1996–2004).

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

Pierwszy poziom wodono ny (w/g Instrukcji) to pierwsza od powierzchni warstwa wodono na lub zespół warstw wodono nych, wykazuj cych dobr ł czno hydrauliczn . W szczególnym przypadku — je eli warstwy te wykazuj mi szo ponad 5 m, wodoprzewodno ponad 50 m²/24 godz. i wydajno potencjaln studni wierconej ponad 5 m³/24 godz. — pierwszy poziom wodono ny jest jednocze nie u ytkowym poziomem wodono nym, a gdy ponadto stanowi pod stawowe ródło zaopatrzenia w wod podziemn o dominuj cym zasi gu i zasobno ci — jest on tak e głównym u ytkowym poziomem wodono nym.

W schematyzacji warunków hydrogeologicznych na potrzeby *Mapy hydrogeologicznej Polski* przyjmuje si , e warstwa lub zespół warstw wodono nych, wchodz cych w skład pierwszego poziomu wodono nego, posiada redni wodoprzepuszczalno $k \geq 3$ m/24 godz., ł czn mi szo $M \geq 2$ m (przy rednim stanie retencji) oraz wykazuje ci gło wyst powania (z dokładno ci schematyzacji hydrogeologicznej wła ciw dla mapy w skali 1:50 000) na obszarze $A > 2$ km².

Podstawowe kryteria wydzielenia jednostek PPW (pierwszy poziom wodono ny):

- Wskazanie rejonów o okre lonej charakterystyce warunków hydrogeologicznych.
- Wyró nie pierwszego poziomu wodono nego jako: (a) główny u ytkowy poziom wodono ny (G); (b) nie b d cy głównym u ytkowym poziomem wodono nym (P).
- Okre lenie charakteru zwierciadła PPW oznaczonego na podstawie zasi gu hydroizohips zwierciadła swobodnego i zwierciadła napi tego PPW.
- Okre lenie wydzielenia litologicznego stanowi cego podstaw do wydzielenia odr bnej jednostki obejmuj cej dany typ utworów wodono nych.
- Okre lenie geomorfologii w celu wskazania poło enia jednostki w okre lonej strefie hydrodynamicznej układu kr enia wód podziemnych.
- Okre lenie wieku stratygraficznego utworów w celu powi zania rozci gło ci PPW z form przestrzenn wyst powania utworów okre lonego wieku.

Teren obejmuj cy arkusz Jaworzno znajduje si w obr bie województwa ł skiego i małopolskiego. Na *Mapie hydrogeologicznej Polski* 1:50 000 wyznaczono w obr bie arkusza nast puj ce pi tra wodono ne:

Czwartorz dowe — GZWP Biskupi Bór (nr 453) zwi zane z ró noziarnistymi piaskami z wkładkami wirów i rumoszy.

Triasowe — GZWP Olkusz–Zawiercie (nr 454) i GZWP Chrzanów (nr 452) zwi zane z utworami wapienia muszłowego (trias rodkowy), retu oraz rodkowego i dolnego pstrego piaskowca (trias dolny). Podstawowe znaczenie maj poziomy wodono ne wapienia muszłowego i retu, zbudowane z dolomitów i wapieni tworz cych seri w glanow triasu.

Permskie — zalegaj ce bezpo rednio na powierzchni karbonu w sposób nieci gły. Utwory permu s wykształcone w postaci tufów, tufitów oraz zlepie ców serii my lachowickiej czerwonego sp gowca.

Górnokarbo skie — pi tro wodono ne zwi zane z kompleksem krakowskiej serii piaskowcowej oraz podrz dnie serii paralicznej. S to piaskowce i zlepie ce o mi szo ci od kilku do kilkudziesi ciu metrów, izolowane od siebie warstwami skał słaboprzepuszczalnych.

W obr bie arkusza Jaworzno autorzy wyznaczyli 12 jednostek PPW:

1 **p, /r zsP Q** — zbudowana z piaszczysto- wirowych osadów zalegaj cych na utworach karbonu.

2 **do,w/wz zs (n)G T2,1** — le ca w obr bie GZWP Olkusz–Zawiercie (nr 454) oraz GZWP Chrzanów (nr 452), triasowy poziom wodono ny zbudowany z dolomitów i wapieni.

3 **p/r zsP Q** — czwartorz dowy poziom wodono ny zwi zany z piaszczystymi osadami wypełniaj cymi doliny współczesnych rzek oraz starsze wci cia erozyjne.

4 **p, /r zsP Q** — czwartorz dowy poziom wodono ny zwi zany z piaskami i wirami akumulacji wodnolodowcowej.

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

6 **p, /dz zsP Q** — piaski gruboziarniste i rednioziarniste, wiry i mułki tarasów zalewowych.

- 7 **do,w/r zsG T2,1** — wodono ne utwory triasu dolnego i rodkowego, dolomity i wapienie zalegaj ce w obr bie doliny rzecznej.
- 8 **p/d zsG Q** — le ca w obr bie GZWP Biskupi Bór (nr 453), zbudowane glównie z wodono nych piasków czwartorz dowych. W sp gu tego poziomu wyst puj słaboprzepuszczalne utwory czwartorz dowe wykształcone w postaci glin oraz ilaste utwory karbonu i permu.
- 9 **ozi/wp zsG Pz** — tufy i tufity oraz zlepie ce serii my lachowickiej poł czone hydraulicznie z wodono nym pi - trem karbonu.
- 10 **p, /wz zsG Q** — utwory wodono ne: piaski i wiry plejstocenu i holocenu.
- 11 **p, /rs zsP Q** — jednostka zwi zana z utworami neogenu i czwartorz du, pierwszy poziom wyst puje zaraz pod powierzchni terenu na gł boko ci poni ej 5 m.
- 12 **p,w/wz zww Q-J** — stanowi poł czenie wodono nych utworów czwartorz du i jury, s to piaski czwartorz dowe oraz sp kane i skrasowiałe margle górnej jury.

Obszar arkusza Jaworzno jest silnie przeobra ony antropogenicznie. Warunki wyst powania PPW s zró nicowane ze wzgl du na skomplikowan budow geologiczn i morfologi terenu. Obszar arkusza jest silnie uprzemysłowiony i zurbanizowany, w zwi zku z czym nakładaj si tu wszystkie negatywne skutki działalno ci górniczej i przemysłu. Drena górniczy powoduje zmian charakteru rzek (Sztola i abnik) z drenuj cego na infiltracyjny, obni enie zwierciadła wód podziemnych, a nawet całkowity jego zanik, wskutek zarówno odwodnie górniczych, jak te uaktywnienia podziemnych przepływów w kanałach i szczelinach krasowych. Działalno kopalni piasku powoduje zagro enie dla rodowiska naturalnego (zjawisko posuszu, gdy poziom wód podziemnych znajduje si poni ej systemu korzeniowego). Eksploatacja górnicza ZG „Sobieski” powoduje powstanie na powierzchni terenu deformacji nieci głych w postaci rozległych niecek osiada , co odbija si na stosunkach wodnych panuj cych w czwartorz dowym pi trze wodono nym. W studniach zlokalizowanych w jednostkach PPW, położonych poza zasi giem drena u kopalnianego, zaobserwowano spadek zwierciadła wody, czego powodem mo e by susza hydrologiczna obserwowana w ostatnich latach na obszarze południowej Polski.

Na obszarze arkusza Krzeszowice warunki wyst powania PPW s wyj tkowo zró nicowane. Wynika to ze skomplikowanej budowy geologicznej, tektoniki i morfologii terenu. St d wydzielono 23 jednostki pierwszego poziomu wodono nego.

Poziom czwartorz dowy ma znaczenie PPW w rejonie północnym arkusza w dolinie Rudawy i jej dopływów (9 p, /dz zsP Q), w południowo-zachodnim obszarze arkusza w dolinie Wisły (16 p_{d/dn} zsGQ, 17 p, /dz zsG Q), we wschodnim obszarze arkusza w dolinie Sanki (9 p, /dz zsP Q, 23 p, /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, /dz zsG Q, 22 p, /rs zsG Q). Lokalny spływ wód podziemnych we wszystkich w/w jednostkach odbywa si w kierunku do rzek. Regionalny spływ wód odbywa si w kierunku do Wisły. Układ hydroizohips PPW na obszarze arkusza wskazuje na wi hydrauliczn poziomu czwartorz dowego z wodami powierzchniowymi.

Poziom czwartorz dowy ma znaczenie PPW na obszarze trzeciorz dowych rowów tektonicznych: rowu Krzeszowic na północy arkusza (7 p/wp zsP Q, 8 p/rs zsP Q), rowu Cholerzyn–Półwie (14 p/wp zs(n)P Q, 16 p_{d/dn} zsGQ, 8 p/rs zsP Q, 17 p, /dz zsG Q), rowu Rybnej i południowej cz ci zapadliska Nieporaz–Brodła (14 p/wp zs(n)P Q, 8 p/rs zsP Q, 10 w/wp zs(n)GJ_{3,2}). Zasilanie wód podziemnych odbywa si na całej powierzchni ich wyst powania. Drena naturalny odbywa si ku rzekom i potokom, sztuczny: podczas eksploatacji wód podziemnych w studniach oraz odwadniania kamieniołomów. W północnej cz ci arkusza wyznaczono jednostki hydrogeologiczne odpowiadaj ce jednostkom wydzielonym w skałach w glanowych i litych klastycznych w mezozoiku i paleozoiku, zgodnie z jednostkami wydzielonymi na MhP. S 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/wz zs(n)G J_{3,2}-Pz, 6 w/wz zsG J_{3,2}, 19 w/wz zsP Pz.

Poniewa na tym obszarze wyst puje wyj tkowo du e zró nicowanie geologiczne (tektoniczne, stratygraficzne i litologiczne) o rodka skalnego maj cego znaczenie hydrogeologiczne jako PPW, dlatego nie wydzielono du ej ilo ci jednostek o zbyt małej powierzchni tylko jednostki paleozoiku (Pz) (w tym karbon dolny, facje: wapienia w glowego, kulmu — C₁; karbon górny — C₃; dewon górny i rodkowy — D_{3,2}; perm — P).

Rozpoznanie glównych poziomów u ytkowych na *Mapie hydrogeologicznej Polski* pozwoliło na identyfikacj PPW w rejonach wykazuj cych analogiczny re im warunków hydrogeologicznych, z uszczegółowieniem zwierciadła wody na rok 2005.

W północnej cz ci obszaru arkusza, w czynnych kamieniołomach prowadzona jest eksploatacja złó : wapieni „Czatkowice”, porfiru i diabazu „Zalas”, diabazu „Nied wiedzia Góra”, andezytu „Nielepice” i „Dubie”, obecnych w utworach paleozoiku, gdzie prowadzone jest lokalne odwodnienie. W cz ci zachodniej, jako glówny wyst puje poziom wodono ny zwi zany z utworami triasu rodkowego i górnego, w cz ci rodkowej dominuj : jura górna i trias rodkowy, wykształcone jako wapienie i dolomity, poci te licznymi uskokami cz sto dro nymi dla wody. Układ hydroizohips zwi zany jest z morfologi terenu, z rejonu wzniesie nast puje spływ wód w kierunku dolin, czego dowodem s liczne ródlą. W północno-zachodniej cz ci obszaru arkusza re im wód w utworach karbonu górnego został znacznie zaburzony poprzez drena górniczy w byłych kopalniach „Krystyna” i „Siersza”. Spowodowało to obni enie

położenia zwierciadła wody oraz zdegradowanie jako ci wód w głębokich poziomach karbonu. Piętrzenie wód w starych zrobnach w/w kopalnia do powierzchni terenu trwa nadal. Ponadto drenage górniczy trwa w zło u „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 Górno 1 skiego w latach 1996–2006

Niniejsze opracowanie ma na celu statystyczno-porównawcze zestawienie dorobku naukowego pracowników Oddziału Górno 1 skiego w latach 1996–2006. Podstaw opracowania s:

- materiały źródłowe jakimi dysponuje biblioteka (wypisy prowadzone w ciągu każdego roku ze wszystkich publikacji, które s 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.

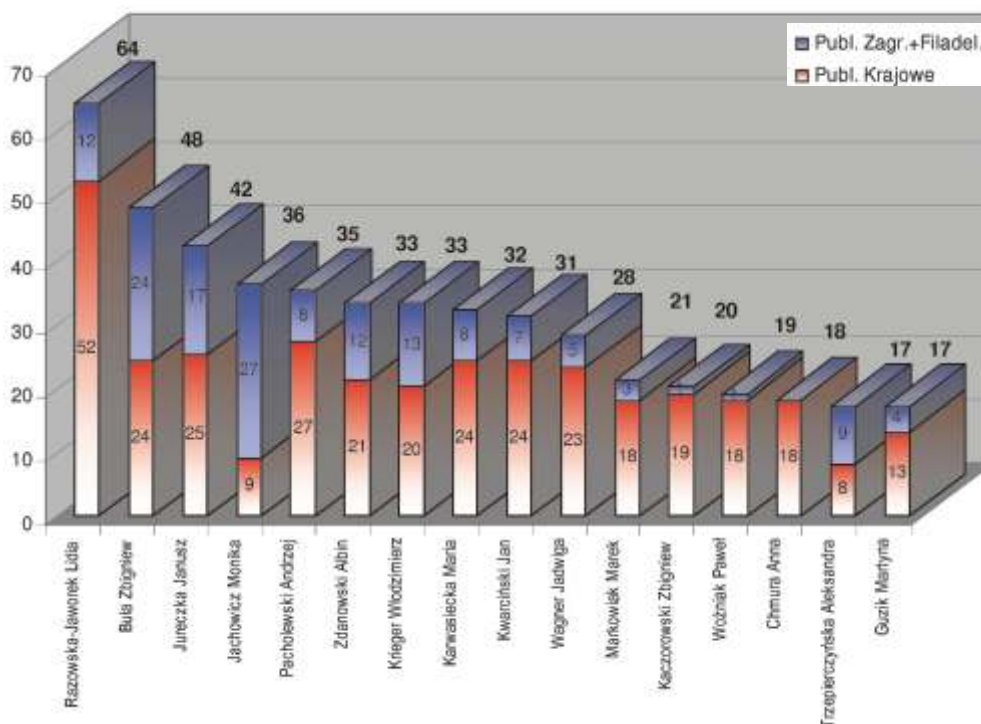
Autorzy zostali zaszerzegowani w 4 grupach w zależności od stopnia naukowego:

- 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;

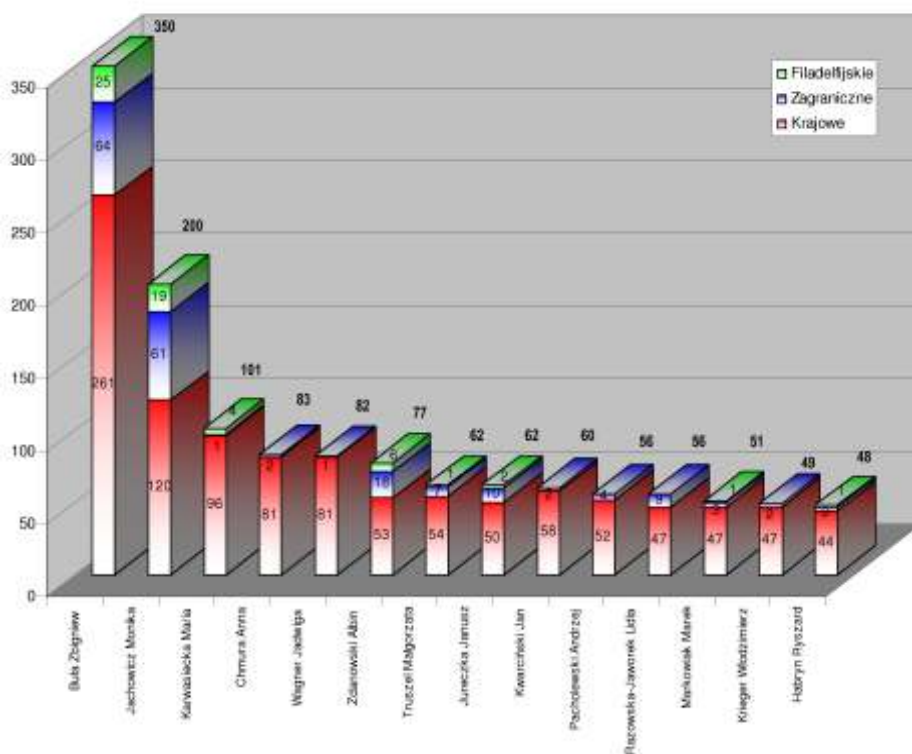
PRACOWNICY O NAJWIĘKSZEJ LICZBIE PUBLIKACJI W LATACH 1996 - 2006



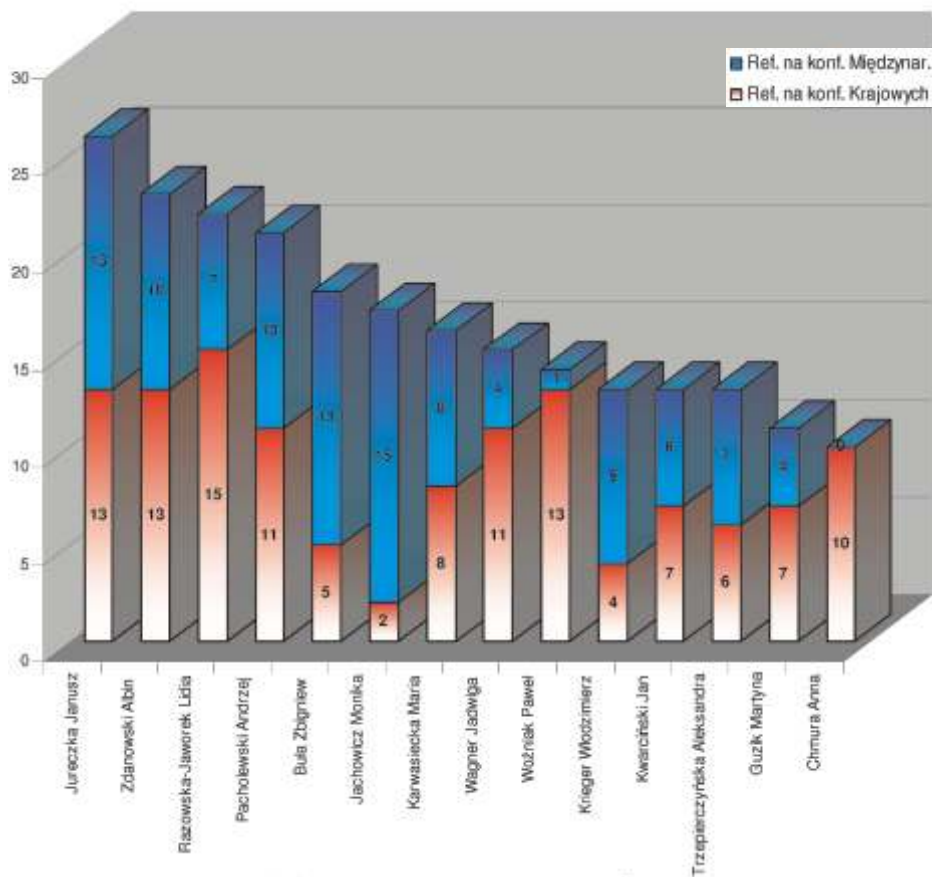
Publikacje krajowe i zagraniczne wszystkich pracowników w latach 1996–2006

L.p.	Nazwisko i imi	Publikacje krajowe	Publikacje zagraniczne + z tzw. listy filadelfijskiej	Razem
1	Brodzi ski 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	Kwarci ski Jan	24	7	31
19	Laso 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	Strzemi ska Katarzyna	9	0	9
28	Truszel Małgorzata	12	3	15
29	Trzepierczy ska 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	Wo niak 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 imi	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	Brodzi ski 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	Kwarci ski Jan	4	20	24	58	2	5	7	2				
19	Laso 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	Strzemi ska Katarzyna	7	3	10	3			0					
28	Truszel Małgorzata	7	5	12	54		2	2	7		1	1	1
29	Trzepierczy ska 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	Wo niak Paweł	12	6	18	23	1		1	2				
35	Zdanowski Albin	7	14	21	53	2	10	12	18			0	6
36	Zemba Marcin		8	8	20		3	3	3				

Aktywno naukowa wszystkich pracowników w latach 1996–2006

Lp.	Nazwisko i imi	Referaty wygłoszone na konferencjach krajowych	Referaty wygłoszone na konferencjach mi dzynarodowych	Razem
1	Brodzi ski 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	Kwarci ski Jan	7	6	13
19	Laso 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	Strzemi ska Katarzyna	2	1	3
28	Truszel Małgorzata	3	2	5
29	Trzepierczy ska 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	Wo niak Paweł	13	1	14
35	Zdanowski Albin	13	10	23
36	Zemba Marcin	5	3	8

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

Lp.	Rodzaj grupy	Publikacje krajowe			Publikacje zagraniczne			Publikacje z tzw. listy filadelfijskiej		
		autorskie	współautorskie	cyto- wania	autorskie	współautorskie	cyto- wania	autorskie	współautorskie	cyto- wania
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 in .-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 popularnonaukowa;

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. Człystatystyczna tabela została zaprezentowana w formie graficznej.

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

W wygłoszonych referatach 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. Strzeżemska, 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 związane z nimi infrastruktura inżynierska: mosty drogowe i kolejowe, kładki, rurociągi, wyloty kanałów ciekowych, jazzy, 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: rzrzuty — 113, rurociągi — 35, mosty drogowe, kolejowe i kładki dla pieszych — 119, infrastruktura hydrotechniczna — 24, zbiorniki wodne i odwodnienia przemysłowe — 179. Zgromadzone informacje 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.

Analiz obszarów zagrożonych oparto na inwentaryzacji i opisie aktualnego stanu obiektów, które potencjalnie zagrażają w istotnym stopniu wodonośnym — są to wysypiska odpadów komunalnych, przemysłowych, budowlanych i mieszanych oraz zwałowiska odpadów pogórnicych. Do obszarów zagrożonych zaliczono, także obszary predysponowane do osuwania się mas ziemnych i skalnych. Zinventaryzowano 60 obiektów: 18 składowisk odpadów komunalnych i przemysłowych, 26 zwałowisk odpadów pogórnicych i 16 obszarów predysponowanych do osuwania mas ziemnych i skalnych. Zgromadzone informacje uporządkowano w komputerowej bazie danych, a zewidencjonowane obszary zlokalizowano na mapie w skali 1:10 000. Rozpoznanie obszarów zagrożonych pozwoliło 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 zobowiązanie do opracowania ekspertyzy geologiczno-inżynierskiej z analizą stateczności zbroczną, ustaleniem warunków posadowienia oraz sposobów 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 badany leży na pograniczu Wyżyny Łódzko-Krakowskiej i Niziny Łódzkiej. Pod względem administracyjnym, zlewnia górnej Liswarty prawie całościowo leży na terenie województwa łódzkiego. 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 dziennym standardom. Do rzadkości należą ekologiczne, przydomowe oczyszczalnie ścieków. Taki rodzaj zagospodarowania terenu stwarza duże zagrożenie dla jakości wód podziemnych.

Utwory czwartorzędowe, będące szczególnie przedmiotem badania, tworzą zwartą pokrywę w centralnej i zachodniej części rozpatrywanego obszaru oraz w obniżeniach dolin rzecznych. W części południowo-wschodniej brak jest osadów plejstoceńskich. 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-wirowe osady rzeczne, znajdujące się w dolinie Liswarty oraz w dolinach potoków Jełowskiego 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 przekracza 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 nitrifikacja oraz procesy 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 znacznych 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 zabezpieczone gnojowiska, ciekłe pochodzenia rolniczego oraz obecność szamba na terenie gospodarstw, cząsto 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 osiągnęły 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 elektronicznego systemu zorganizowano w postaci plików warstw tematycznych o atrybutach punktowych, liniowych i obszarowych wraz z precyzyjną lokalizacją punktów źródłowych i stwarzających z nimi baz 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 map dokumentacyjnych powiązanych z bazami danych źródłowych. Rozpoznane obiekty zostały zestawione w 9 tabelach powiązanych 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 częściami tabelarycznymi w relacyjnych bazach 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 LASO

Tłó 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 wartyjskim kwarcowym magmatyzmem.

W celu poznania normalnego poziomu 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 arkami, Zawierciem i Krocycami oraz 30 próbek skał sylurskich z 17 otworów położonych pomiędzy arkami a Koziegłowami.

Określenie normalnego poziomu 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	
	Tłó geochemiczne [tg]	Dolna granica anomalii pewnej $tg + 3S [tg \cdot \epsilon^3]$	Tłó geochemiczne [tg]	Dolna granica anomalii pewnej $tg + 3S [tg \cdot \epsilon^3]$
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
Na₂O [%]	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
CO₂ [%]	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

Tabela 1

Pierwiastek	W E N D		S Y L U R	
	Tłó geochemiczne [tg]	Dolna granica anomalii pewnej $tg + 3S [tg \epsilon^3]$	Tłó geochemiczne [tg]	Dolna granica anomalii pewnej $tg + 3S [tg \epsilon^3]$
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 pra enia, TOC — substancja organiczna, S — odchylenie standardowe; ϵ — antylogarytm S

Z danych zestawionych w tabeli 1 wynika, e niezmiennione skały wendyjskie i sylurskie ró ni si od siebie pod wzgl - dem składu chemicznego. Szczególnie wyra ne ró nice obserwuje si w warto ciach tła i dolnych granic anomalii: As (10-krotnie ni sze tło w skałach wendyjskich) i Mo (7-krotnie ni sze tło w skałach wendyjskich). Na uwag zasługuj rów nie ró nice w warto ciach tła Na₂O (ponad dwukrotnie wy sze w skałach wendyjskich). Ponadto stwierdzono ró nice w warto ciach tła: CaO, CO₂, LOI (wy sze w skałach sylurskich), substancji organicznej (dwukrotnie wy sze warto ci w skałach sylurskich), Pb, Sb, Au, Hg, Bi (wy sze zawarto ci w skałach sylurskich), Ni, Co, Cr, V, Rb i Sr (wy sze zawar to ci w sylurze) oraz Y i Zr (lekk wy sze zawar to ci w skałach wendyjskich).

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

Posiedzenie odbyło si w dniu 25 pa dziernika 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 geologicznych skał, skamieniałości i minerałów oraz flory i fauny karbońskiej. Organizujemy, tak i 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 sale ekspozycyjne, które odwiedziło 236 wycieczek — głównie uczniowie szkół podstawowych, gimnazjów, szkół ponadgimnazjalnych, studenci (WNoZ U, AGH, Wydział Biologii U) oraz osoby prywatne.

Działalność naszą 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”, „Kciuk 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”. Ciekawe formy edukacji geologicznej opracowane w 2005 r. „Internetowe lekcje rodowodowo-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 Wielkopolskim), udało się przeprowadzić w 2004 r. konkurs pod hasłem „Pejzaż pradawnej Ziemi” dla obszaru południowej Polski. Biorąc pod uwagę doświadczenia 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 geologii 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 więzi koleżeńskich między uczestnikami zmagania finałowych i półfinałowych.

W dyskusji brali udział: K. Strzemińska, A. Zdanowski i prezydent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 15 listopada 2007 r.

Jadwiga WAGNER, Zbigniew KACZOROWSKI, Piotr LISZKA, Bogumił GAJOWIEC

Pierwszy poziom wodonośny w rejonie Czestochowy

Prezentowane badania sfinansowane 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;
 Cz stochowa 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 Łsko-Krakowskiej, a administracyjnie w województwach Łódzkim i łódzkim.

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

Pod względem hydrogeologicznym położony jest w regionie hydrogeologicznym: Łsko-Krakowskim (subregiony: jurajski i triasu Łskiego) i nizinnym kredowym. W obszarze występują fragmenty Głównych Zbiorników Wód Podziemnych w Polsce: GZWP 325 (J2) Cz stochowa W, GZWP 326 (J3) Cz stochowa 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 ródłach (tabela 1).

Tabela 1

Zestawienie pomiarów zwierciadła wody

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

W sumie wykonano pomiary zwierciadła wody w 513 punktach.

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

Efektom opracowania arkuszy są mapy zwierciadła wody pierwszego poziomu wodonośnego oraz głębi 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 Cz stochowa, a najniższe na północy, na obszarze arkusza Ostrowy. Kierunki przepływu są zmienne i skierowane do lokalnych baz drenujących.

Głębokości do zwierciadła wody pierwszego poziomu wodonośnego jest na badanym obszarze bardzo zróżnicowana i wynosi od 0 (w ródłach) do około 80 m (w rejonie ostaćców skał jury górnej — wschodnia część obszaru arkuszy Cz stochowa 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 ciekawości wód podziemnych, wokół których wytworzyły się regionalne obniżenia zwierciadła wody: ujęcia wód podziemnych PWiK Okręgu Cz stochockiego (Łobodno, Wierzchowisko, Mirów), odwodnienie WBG „Huta Cz stochowa”.

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

W dyskusji brali udział: J. Kwarciński 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 Państwowemu Służbom 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 krajowego 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 ciągłe 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 wgłębne, w tym wód podziemnych. Badania realizowane są w punktach badawczych wód podziemnych, którymi są: studnie, specjalnie odwiercone otwory badawcze, piezometry oraz ródła.

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 otwora skalnego (porowy, szczelinowy, szczelinowo-porowy), jego przynależność stratygraficzna oraz położenie punktu w systemie kręcenia wód.

W obszarze objętym działalnością PIG OG, badania prowadzone są w obrębie dwóch województw: łódzkiego i opolskiego. Punkty badawcze leżą w obrębie osiemnastu Jednolitych Członów 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) będąc 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 liczby 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. Kwarciski, 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 roślinnych 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 różnorodności 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, rodzimno-morski, pannoński oraz makaronezyjski. Państwa członkowskie przedstawiają Komisji Europejskiej propozycje 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. Wyznaczone 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 lęgów. 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 listy 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 Ministerstwo 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 wstępny koncepcję wyboru obszarów do sieci, bazując przede wszystkim na wcześniej istniejących obszarach chronionych oraz na bazie danych Corine. Równoległe 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” zwiastującej liczbą SOO o 122 obszary i powiększającą 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 rozporządzenia. 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 skierował 28 obszarów (wszystkie na których planowano inwestycje hydrotechniczne), pozostałe skierowano do „konsultacji zewnętrznych”. Obszary te (tzw. „Lista 98”) w końcu 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 organizacje ekologiczne (głównie WWF-Polska, Klub Przyrodników, Salamandra). Łącznie z propozycjami rozporządzenia obejmują one 9,54% powierzchni Polski.

Kryteria wyboru obszarów na listę rozporządzenia 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 wartościowych 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 rozporządzeniu 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 Opatowskiej (w granicach arkuszy Chrzanów i Krzeszowice) oraz obszar Kotliny Toruńskiej.

Obszar arkuszy Chrzanów i Krzeszowice znajduje się administracyjnie na obszarze województwa małopolskiego i łódzkiego. 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. Południową część arkuszy Chrzanów

(0971) i Krzeszowice (0972) należą do Kotliny Owiścimskiej. Obszar ma charakter przemysłowo-rolniczy. Stopień zalesienia 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, Libińska 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 Brodła, Rudno, Sanka z Brzostkwinia oraz Dulówka z dopływami. Potok Chechło w swym górnym odcinku (od źródła do zalewu Chechło) i Macocha prowadzi 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 prowadzi jedynie cieki usytuowane z dala od obszarów zurbanizowanych, czystość różniące 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 cieków z województwa łódzkiego i małopolskiego (Gajowiec, 2000; Wagner, 2000).

Rzeczne powierzchnie terenu w obszarze Kotliny Owiścimskiej przyjmują wartości od 215 do 250 m n.p.m., a rzeczne zwierciadła wód podziemnych kształtują 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 PIO 1993).

Kotlina Toruńska leży na pograniczu dwóch jednostek strukturalnych: wału pomorsko-kujawskiego i niecki brzeskiej. Obszar badań stanowi część doliny Wisły od zbieżenia pod Nieszawą do przełomu Wisły pod Fordonem o długości 65 km i szerokości 25 km, wysokość bezwzględna od +40 m do +104 m, deniwelacje terenu poniżej 30 m. W utworach czwartorzędowych występuje jeden, rzadziej dwa poziomy wodonośne o zwierciadle swobodnym, lokalnie napiętym (Pomianowska, 1998). Poziomy użytkowe występują w utworach czwartorzędowych, 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). Głównie wody kenozoiku są typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ i $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$. Odczyn wód z osadów czwartorzędowych zmienia się od $\text{pH} = 6,8$ (Las Gdański w Bydgoszczy) do $\text{pH} = 8,8$ (Wrzosek w Toruniu). Zawartość azotanów i jonów amonowych, 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, Pędziewo 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 ładowe zawartości chromu ogólnego, kadmu, litu, tytanu i wanadu. Wskaźniki wpływające na obniżenie jakości wód podziemnych Kotliny Toruńskiej to: żelazo, mangan, jony amonowe, lokalnie sól i potas oraz jony wodorowglanowe. Do 2004 r. wody podziemne, z utworów kenozoiku Kotliny Toruńskiej używanych do celów komunalnych i przemysłowych charakteryzowały się głównie jako średnie — klasa II, wysoka jakość wód stwierdzono w 6 punktach badawczych. Zmiana zasad klasyfikacji (Klasyfikacja M 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, jony amonowe, lokalnie sól i potas oraz wodorowglany.

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

Posiedzenie odbyło się 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 Ukrainie 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* 1:200 000 (eds. L. Jankowski, R. Kopciowski, W. Ryłko). Mapa ta jest już na etapie prac 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, Ukrainie, Słowackich i Rumuńskich. Dla uproszczenia skomplikowanej geologii i ogromu wydzieleni litostratygraficznych wykonano korelacje wydzieleni stosowanych na mapach wyżej opisanych obszarów, ze szczególnym uwypukleniem metodyki korelacji ujętej na obszarze polskich Karpat fliszowych. Szereg istniejących dotychczas prac kartograficznych nie uwzględniło kompleksowych danych z terenu Słowacji, Ukrainy i Rumunii, a korelacja na tych obszarach wykonana była czysto w sposób sztuczny, czasami wręcz błędny. Mapa ukazuje przebieg głównych i pomniejszych elementów tektonicznych ukazujących 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 fałdowych na tym obszarze Karpat.

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

W dyskusji brali udział: T. Mrozek, B. Olszewska, B. Radwanek-Bok, 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 sporządzenia 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 przyrodniczo 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 rodowiska przyrodniczego, obiektów dziedzictwa kulturowego, złó kopalin. Ocen zmian presji na rodowisko przedstawiono w przypadku realizacji inwestycji oraz jej braku w odniesieniu do planowanego roku zakończenia inwestycji tj. 2025 r. W tym elementem prognozy było wykazanie, że zaniechanie realizacji programu modernizacji układu drogowego będzie miało niekorzystny wpływ na rodowisko. Zgodnie z wolą zamawiającego w prognozie przeprowadzono ponadto ranking tras ze względu na skalę oddziaływania ich na rodowisko. Do ustalania tej kolejności wykorzystano metodę wielokryteriowego wspomaganego decyzyjnego 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 I sko-pod I skiej na przełomie kredy dolnej i górnej

Na przełomie kredy dolnej i górnej strefa I sko-pod I ska była miejscem depozycji osadów silikoklastycznych i biosilikoklastycznych. Ich depozycja odbywała się w górnym bokomorskim rodowisku i była wyraźnie kontrolowana przez czynniki geotektoniczne i biologiczne, które w różnym stopniu nawiązywały do globalnych wydarzeń paleogeograficznych i paleoceanograficznych. Przebudowa geotektoniczna rodowiskokredowego zbiornika karpackiego miała wpływ na zróżnicowanie litofacyjne oraz rozkład przestrzenny i czasowy badanych osadów. Natomiast rozwój ówczesnych organizmów w strefie I sko-pod I skiej był stymulowany przez znaczące zmiany parametrów rodowiska sedymentacji od albu po turon włącznie. W badanych osadach serii I skiej i pod I skiej mamy szerokie spektrum mikro- i makroskamieniałości. Ich rozkład i zróżnicowanie wyraźnie nawiązywały do charakteru i tempa rodowiskokredowej sedymentacji. Zdeponowane wówczas osady należą do dwóch przenikających się rejonów depozycyjnych. Są to turbidytowe kompleksy piaskowcowe (warstwy Igockie, gezowe i godulskie) związane z szybkimi i znaczącymi dostawami materiału klastycznego do basenu i serie łupkowe (łupki wierzowskie, łupki radiolarytowe, łupki pstry) 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 odsłonięć powierzchniowych oraz jednego otworu wiertniczego. Najpełniej wykształcone odsłonięcia tych osadów zostały udokumentowane w zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych: Beskid I ski (Cisownica 3, Ustroń, Jaworze-Jasienica) i Beskid Mały (Lipnik, Kozy, Bolcin, Rzyki, Kaczyna, Buldonówka) oraz Pogórze Lanckorońskie (Lusina, Woniaki, Klecza, Bugaj, Brody, Lanckorona) i Beskid Redni (Bysina, Barnasiówka). We wschodnich Karpatach zewnętrznych opracowano profile na Pogórzu Dynowskim (Lutcza) i w rejonie bieszczadzkim (Łuska Bystrego: Bystre, Huczvice; brzońskie trzenie jednostki I skiej: Załuże, Olchowce, Biała Góra, Bykowce). Wśród nich to profile serii I skiej. Równoległe osady serii pod I skiej są zwykle słabo odsłonięte i niekompletne, stąd w badaniach uwzględniono jedynie profile jednostki pod I skiej w Woniakach, Barwałdzie Górnym i Lusinie (warstwy gezowe) oraz w rejonie Sanoka, gdzie w brzońskiej części jednostki I skiej, podobnie jak w strefie pod I skiej, występują warstwy Igockich zastąpiona jest przez warstwy gezowe.

Najbardziej rozpowszechnione w badanych osadach są otwornice, które należą do bentonicznych i planktonicznych mikroorganizmów o dużym zróżnicowaniu batymetrycznym i rodowiskowym. Oznaczona mikrofauna obejmuje głównie autochtoniczne otwornice aglutynujące, wśród których dominują formy krzemionkowe. W niemal całej sukcesji I sko-pod I skiej (z wyjątkiem części hemipelagitów i pelagitów wieku cenomańskiego) towarzyszą im bardzo zastępowane formy wykorzystujące do budowy aglutynowanych skorupki materiały glaukonalne. W sekwencjach turbidytowych (alb-dolny cenoman) okresowo współwystępują z nimi albo lokalnie je zastępują asocjacje złożone z igielgłębkie krzemionkowych, które nie mają znaczenia dla wieku tych osadów oraz waleńskie stratygraficznie szkielety radiolarii i osłonki dinocyst, które z kolei są istotnym składnikiem cenomańskich hemipelagitów i pelagitów. W tym, jakkolwiek niezbyt liczny element biostratygraficzny, 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 Igockie górne, warstwy gezowe) oraz wspomnianych już łupkach pstrych i warstwach radiolarytowych (cenoman-dolny turon). Z kolei obecnie makroskamieniałości w badanych osadach związane są z masywnymi kompleksami piaskowców Igockich i godulskich. Są to liczne, noszące ładunki transportu, pokruszone i połamane rostra belemnitów, gruboskorupowe muszle małży i pojedyncze skorupy amonitów. Ich charakterystyka po-

dobnie jak w przypadku radiolarii i dinocyst (B k, 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 lgoeckich dolnych i w szeregu 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 lgoeckie dolne), 4 (warstwy gezowe), 7 (szereg warstw godulskich dolnych) oraz sekwencje turbidytowe z dużym udziałem serii piaszczystych wyróżnione jako tafofacje: 2 (warstwy lgoeckie), 3 (warstwy lgoeckie górne) i 8 (wyszczątkowe warstwy godulskich dolnych), zawierają jedynie allochtoniczne mikrocząstki (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 pstry (tafofacja 6). Po dostawie gruboklastycznego materiału środowisko sedymentacji zostało wzbogacone w tlen i szczątki organiczne zapewniające rozwój licznych form egzystujących jako głębiowa infauna jak i na powierzchni osadu jako epifauna.

Okresy długiego spokoju geotektonicznego wyrażone unifikacją morfologii zostały zapisane przez osady hemipelagiczne i pelagiczne o jaśniejszym zabarwieniu to tafofacja: 5 (warstwy radiolariowe) i nieliczne tafofacje 6 (łupki pstry), 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 środowiskowej sedymentacji w basenie karpackim, w wyniku której zdeponowane w nim osady zdominowane są przez masywne resedymentowane utwory turbidytowe, zwykle mające 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 (*Crassicolonia*, *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 Ukrain, formacji z Dębicy zapadliska przedkarpackiego w Polsce oraz wewnątrz trzeciejszego Moraw pod Basenem Wiedeńskim;
- wyznaczenie paleoobnie rozprowadzających w głębi elementów planktoniczne (bruzda północna 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 młodoczwartorz dowych 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 występowanie osadów organogenicznych. Szczegółowymi badaniami objęte zostały trzy profile: wilcza-Chałupki, Mrowla oraz Rudna Wielka.

Stanowisko wilcza-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; rz. dna terenu: 230,7 m n.p.m.). Materiał do badania pobrany został z odsłonięcia. Na profil składają się kredy jeziorne o miąższości 2,6 m, zalegające na głębi 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; rz. dna terenu: 204,4 m n.p.m.). Materiał do badania pobrany został z sond torfowców.

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 limaków (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 szarobrązowe z przewarstwieniami zatorfienia (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 jasnobrązowe 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 jasnobrązowe i brązowe z rdzawymi przebarwieniami (0,60–0,00 m p.p.t.).

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

Najstarsze osady organiczne zostały stwierdzone w profilu wilcza-Chałupki. Obejmują one schyłkowy cz. bøllingu, ochłodzenie starszego dryasu, rozwój sosnowych lasów interstadialu 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 Wódki przez osuwisko.

Tabela 1

Datowania radiowęglowe technik 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)
wilcza-Chałupki 3,1 m	drewno + <i>Carex</i>	12030 ±70 BP (Poz-18313)
wilcza-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 wietle datowa radiow glowych i bada palinostratygraficznych były akumulowane w okresie od pocztku okresu preborealnego do okresu subatlantyckiego wł cznie, a profil z Rudnej Wielkiej nawet mo e obejmowa osady starsze. Datowania radiow glowe oraz porównanie sukcesji pyłkowych z Mrowli z sukcesj ze wilczy opracowan przez Mamakow (1962) pozwoliły na reinterpretacj uj cia stratygraficznego tej autorki. Naley przyj , e osady w wilczy nie obejmuj interstadiału allerød, a wył cznie młodszy dryas i holocen.

Badane przez autorów profile Mrowla i Rudna Wielka, a tak e stanowiska wilcza (Mamakowa, 1962) oraz wilcza i Trzciana (Starkel i in., 2002) poło one s w obr bie rozległej równiny torfowej wypełniaj cej dno doliny potoku Mrowla, lewego dopływu Wisłoka. Początek sedymentacji osadów organicznych miał miejsce na przełomie młodszy dryasu i holocenu. Rozwój torfowiska zwi zany był z podparciem uj cia doliny Mrowli do doliny Wisłoka przez szybko narastaj cy w holocenie sto ek Wisłoka. Akumulacja torfów, których mi szo dochodzi do 4–5 m, obejmuje cały holocen. Obecnie długo równiny wynosi około 9,5 km, a szeroko dochodzi do około 0,5–0,8 km. Pierwotny zasi g zbiornika był znacznie wi kszy i si gał jeszcze do około 2 km na południe. Jego brze na cz została bowiem przykryta przez mułkowo-piaszczyste twory deluwialne, proluwialne oraz aluwialne, osadzaj ce si u wylotów dolinek rozcinaj cych płaskowy lessowy, których rozwój nale y wi za z działalno ci rolnicz człowieka.

Posiedzenie odbyło si w dniu 19 kwietnia 2007 r.

Józef CHOWANIEC, Bogusław PORWISZ, Barbara OLSZEWSKA

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

Otwór Dobrowoda G-1 wykonany został w miejscowoci Dobrowoda, która pod wzgl dem administracyjnym, znajduje si w powiecie buskim, w gminie Busko Zdrój, w województwie wi tokrzyskim. Pod wzgl dem fizycznogeograficznym omawiany obszar usytuowany jest w obr bie Niecki Soleckiej. Obszar ten poło ony jest w dorzeczu Wisły, która przepływa w odległoci około 13 km na SE od dokumentowanego otworu. Rejon pomi dzy Buskiem Zdrój a Solcem Zdrój charakteryzuje si przebiegiem struktur blokowo-fałdowych o kierunku NW–SE poprzecinanych poprzecznymi uskokiemi. Otwór Dobrowoda G-1 usytuowany jest w jednej ze struktur pomi dzy uskokiem Radzanowa a uskokiem Korczyzna. Badania sejsmiczne wykazały w obr bie jury i kredy szereg dyslokacji podłunych, poprzecznych i skonnych o dwóch dominuj cych kierunkach NW–SE i NE–SW, które zało eniom strukturalnym nadaj form budowy blokowej.

Najstarszymi osadami, jakie stwierdzono wierceniami w rejonie dokumentowanego otworu Dobrowoda G-1 s utwory prekambryjskie, na których stwierdzono osady dewonu, karbonu i triasu. Jura reprezentowana jest jedynie przez malm i osi ga du mi szo od 960 m (otwór Radzanów 4) do 1430 m (otwór Radzanów 2). W rejonie Buska jur nawiercono równie gł bszymi otworami hydrogeologicznymi B-19, B-14, B-15. Utwory cenomanu wyst puj w charakterystycznej fa-cji piasków i piaskowców glaukonitowych, miejscami zlepie cawatych z wkładkami margli piaszczystych z glaukonitem. Mi szo tego pi tra jest niewielka i waha si najcz ciej w granicach od 10,0 do 30,5 m w uj ciach wód siarczkowych Buska Zdroju, natomiast kreda w pełnym profilu rozpoznana została otworem Solec 2, na gł boko ci od 96,0–164,0 m. W rejonie otworu Dobrowoda G-1 neogen reprezentuj utwory zalegaj ce na ró nych ogniwach skał jurajskich oraz kredowych i reprezentowane s przez pi tro miocenu (karpat, baden i sarmat). Na omawianym obszarze maksymalne mi szo ci utworów miocenu stwierdzono w otworach w okolicy Stró yska (165,0 m).

Z dokumentowanego otworu Dobrowoda G-1 opracowano mikropaleontologicznie ł cznie 47 próbek. Głównym komponentem zespołów mikrofauny w badanym materiale skalnym s otwornice miocenu. Podrz dnie wyst puj otwornice kredy górnej i jury górnej (kimeryd–tyton).

Charakterystyka stratygraficzna zespołów miocenu przedstawia si nast puj co:

1. Interwał: 20,0–100,0 m, wczesny sarmat (wołyn). W sp gu tego interwału (100,0 m) mo na wyró ni poziom z licznym *Anomalinoides dividens* Łuczowska.
2. Interwał: 110,0–122,0 m, pó ny baden (kosow). T cz charakteryzuje obecno *Anomalinoides dividens* Łuczowska, *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerina concinna* Reuss.
3. Interwał: 122,0–170,0 m — formacja z Krzy anowic (poziom ewaporatowy). Interwał ten wiekowo obejmuje baden górny i cz badenu dolnego. Charakterystycznym składnikiem zespołów mikrofauny badenu górnego (do gł boko ci 156,0 m) jest *Velapertina indigena* Łuczowska. Natomiast interwał 158,0–170,0 m charakteryzuje obecno otwornice dolnego badenu (morawu) z *Orbulina suturalis* Brönnimann, *Paragloborotalia mayeri* (Cushman & Ellis), *Uvigerina acuminata* Hosi.
4. Interwał: 176,0–224,0 m, wczesny baden (moraw). Charakterystycznym komponentem mineralnym zespołów mikroskamieniała ci tego interwału jest glaukonit towarzyszy cy otwornicom z gatunków: *Praeorbulina glomerata* (Blow), *Dentoglobigerina baroemoensis* (Le Roy), *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Uvigerina semiornata* d'Orbigny.

5. Interwał: 234,0–256,0 m ? karpat pó ny. Zespoły otwornic miocenu składaj si z form o bardzo małych rozmiarach i zrekrystalizowanych skorupkach. Do charakterystycznych gatunków nale : *Globoconella* aff. *bykova* (Aisenstadt), *Tenuitella inaequiconica* (Subbotina), *Globigerinoides trilobus* (Reuss).

6. Interwał: 260,0–300,0 m. W interwale tym wyst puje 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.

Oдно nie opisanych zespołów otwornic miocenu mo na stwierdzi , e interwały 1–5 wykazuj naturaln sukcesj zespołów od pó nego karpatu do wczesnego sarmatu. Natomiast interwał 6 (gł boko 260,0–300,0 m), zawiera prawdopodobnie, otwornice wczesnego badenu (morawu) przemieszczone w szczeliny zalegaj cych ni ej piaskowcowych i marglistych utworów kredy górnej oraz pó nojurajskiego zlepu muszlowego.

Otwornice kredy górnej (kampan–mastrycht) towarzyszy zespołom mioce skim głównie w interwale 160,0–278,0 m, w ilo ciach ladowych (kilka okazów). Wyj tek stanowi próbka z gł boko ci 170,0 m (sp g formacji z Krzy anowic), w której najdrobniejszy odsiew (poni ej 0,15 mm) składa si głównie z przedstawicieli górnokredowych rodzajów *Heidelbergella* i *Heterohelix*. Z tej grupy wiekowej stwierdzono równie obecno : *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Contusotruncana contusa* (Cushman), *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli), *Whiteinella baltica* Douglas & Rankin. Mikrofauna ta pochodzi prawdopodobnie z rozmytych, niewielkiej mi szo ci, utworów kampanu–mastrychtu.

Pojedyncze otwornice charakterystyczne dla górnej jury napotkano w interwale: 234,0–292,20 m. Charakterystycznym komponentem zespołów były wyst puj ce masowo kalcytowe pryzmy powstałe podczas rozpadu muszli mał ów. Zespół otwornic składał si głównie z gatunków: *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama), *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Trocholina* cf. *conica* (Schlumberger), *Ichnusella* cf. *burlini* (Gorbachik) oraz przedstawicieli rodzajów *Spirillina* i *Lenticulina*. Oznaczone gatunki otwornic obejmuj swym zasi giem strop jury i pocz tek neokomu, najprawdopodobniej jednak zespół reprezentuje pó n jur (kimeryd–tyton). Otwornicom towarzyszyły nieliczne gładko cienne i ornamentowane mał oraczki i koprolity potwierdzaj ce płytkowodne rodowisko akumulacji osadu.

Uwzgl dniaj c wyniki makroskopowych bada próbek skał, bada geofizycznych oraz mikropaleontologicznych w otworze Dobrowoda G-1 wyró niono nast puj ce interwały litostratygraficzne:

0,0–4,0 m piaski i gliny piaszczyste (czwartorz d),

4,0–244,0 m iły, piaski, piaskowce, margle i wapienie (neogen),

244,0–265,0 m piaskowce, zlepie ce z wkładkami ilasto-marglistymi (kreda ?),

265,0–300,0 m piaskowce (jura).

Badania litostratygraficzne wykonane na podstawie próbek z wiercenia Dobrowoda G-1 pozwalaj na zmian pogl dów dotycz cych budowy geologicznej dokumentowanego terenu. Do utworów neogenu zaliczone zostały osady w przelocie od 4,0 m do 244,0 m, wypełniaj ce rozległy rów, prawdopodobnie erozyjny, o zało eniach tektonicznych.

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

Posiedzenie odbyło si 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 wyja niona badaniami znaczników rodowiskowych (Zuber i in., 1997). Dla okre lenia genezy wody z otworu Dobrowoda G-1 analizy chemiczne i izotopowe tej wody porównano z analizami wód Buska. W tabeli 1 zawarte s st enia chlorków oraz oznaczenia i warto ci dwóch wska ników hydrochemicznych, które wyra nie sugeruj ługowanie soli jako ródło zasolenia i wykluczaj sedymentacyjn wod badenu znan z obszaru Górno l skiego Zagł bia W glowego (GZW) i Łapczycy koło Gdowa.

W tabeli 2 pokazane s najwa niejsze dane izotopowe oraz st enia nadmiaru ^4He (dla Dobrowody całkowitego He). Natomiast w tabeli 3 pokazane s najwa niejsze rezultaty oznacze gazów szlachetnych zarówno wód siarczkowych jak i gł bszych solanek Buska Zdroju wraz z wiekami wód oszacowanymi z tych danych. Skład izotopowy wód siarczkowych rejonu Buska jest prawie identyczny jak wód holoce skich tego rejonu, ale brak jest w nich trytu i ^{14}C , co sugeruje zasilanie wodami opadowymi w okresie jakiego interglacjału lub interstadiału.

W tabeli 3 pokazane s najwa niejsze dane gazów szlachetnych w wodach mineralnych Buska Zdroju. Wysokie st enia ^4He i ^{40}Ar (stosunek $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ zaczyna przewy sza warto atmosferyczn , czyli 295,5, dopiero dla wód wyra nie starszych ni 10 tys. lat) oraz oszacowane z nich wieki wód potwierdzaj powy ej przytoczon hipotez dotycz c 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, wypływ 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 najwańszych danych wód siarczkowych rejonu Buska i porównane z wodami sedymentacyjnymi badenu w GZW (Zuber i in., 2007)

Miejsce	¹⁸ O [‰]	² H [‰]	Tryt [T.U.]	¹⁴ C [pmc]	⁴ He [10 ⁻⁸ cm ³ /g]
Ujście 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

Najwańsze 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	rednio ~2 Ma		rednio ~5,5 Ma	przedplejstoceński

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 takimi hipotezami (Zuber i in., 1997).

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

Dodatkowym argumentem za takimi hipotezami 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.

Posiedzenie odbyło się w dniu 22 listopada 2007 r.

Michał KRAWCZYK

Kontakt strefy krynickiej płaszczowiny magurskiej z jednostką Grajcarka i pieni skim pasem skałkowym w rejonie Jaworek (polskie Karpaty zewn trzne)

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

Na wspomnianym obszarze badania prowadzone były od przełomu XIX i XX w. Istotny wkład w zrozumienie zagadnienia geologii pps wraz z obszarem z nim kontaktującym uczynili Horwitz (1929, 1933, 1937, 1938, 1963), Andrusov (1930, 1938), widziński (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 Oszczytko (1989), Sikora (1962, 1968a), Księżkiewicz (1956). Na tym zakresie oparte są prace późniejszych autorów: Jurewicz (1997, 2005), Wierzbowski i in. (2004), Oszczytko i in. (2004, 2005).

W rejonie objętym badaniami kartograficznymi występują głównie utwory pieni skiego 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 tezę wysuniętą przez Birkenmajera (1958, 1979) — okienny charakter utworów sukcesji (jednostki) czorsztyńskiej pieni skiego pasa skałkowego, przynależność do wieków *fliszu szlachtowskiego* oraz przynależność do wieków i strukturalnego fliszu paleogeńskiego („autochtoniczny magurski paleogen”). Zaproponowano również łączność sukcesji (jednostek) braniskiej i niedzickiej pieni skiego pasa skałkowego.

W rejonie badań występuje kilka stref litofacyjno-tektonicznych. Na północy są to utwory płaszczowiny magurskiej (ogniwa piaskowców z Piwnicznej) oraz jednostki Grajcarka (formacje: łupków ze Szlachtowej, łupków z Malinowej oraz Jarmucka). Dalej ku południowi mamy odsłonięcia sukcesji niedzickiej (utwory w gólanowej formacji wapienia pieni skiego, formacji wapienia czorsztyńskiego, formacji wapienia z Kapuńnicy, 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 wapienia ze Smolegowej, formacja wapienia spiskich, formacja wapienia dursztyńskich, formacja łupków ze Skrzypnego). Najbardziej południowe części obszaru objętego pracami kartograficznymi zajmują częściowo utwory jednostki (sukcesji) braniskiej (formacja wapienia pieni skiego, formacja wapienia z Kapuńnicy, czerty radiolariowe formacji radiolarytów z Czajakowej, formacja radiolarytów z Sokolicy, ciemne wapienie formacji wapienia z Alßau oraz formacja margli z Jaworek).

W ogniwie piaskowców z Piwnicznej występują gruboławicowe piaskowce i zlepki z cienkimi wkładkami słabowapnistych łupków. Osady zwyczajowo zaliczane do „magurskiego autochtonicznego paleogenu” (Birkenmajer, 1979) uważane przez niego za posttektoniczny pokryw osadów zdeponowanych w pełni sfałdowanych i ponasuwanych na siebie sukcesjach pieni skiego pasa skałkowego. Autor nie widzi tutaj oznak osadzenia się „paleogenu” na sukcesjach pieni skiego 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 zlepków formacji Jarmuckiej jednostki Grajcarka. Cech charakterystyczny osadów formacji Jarmuckiej są w gólanowe klasty o średnicy do 3 mm występujące w ród głównego materiału sedimentacyjnego. Klasty te zwyczajowo zwane są „pryszczami”. Zawierają one również dyskusyjne utwory zaliczane przez Birkenmajera (1979) do „magurskiego autochtonicznego paleogenu”. W opisywanych utworach ich ilość nie jest tak duża jak we włocławskich 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 zlepki kontaktują bezpośrednio z *czarnym fliszem szlachtowskim* (formacja ze Szlachtowej jednostki Grajcarka (toark-aalen; Birkenmajer, 1977), alb-cenoman (Oszczytko 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, Oszczytko, 1989) oraz kontakt tektoniczny z formacją szlachtowską jednostki Grajcarka (Oszczytko, 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 duże czapki tektonicznej jednostki (sukcesji) niedzickiej. Utwory te łączą się z innymi osadami sukcesji niedzickiej. Tak więc, cała jednostka Grajcarka nakryta jest trzema sukcesjami pieni skiego pasa skałkowego, a w części południowo-zachodniej stanowi duże okno tektoniczne rozszerzające się w kierunku wschodnim. Takie interpretacje geologiczne wskazywały już prace Księżkiewicza (1972), Jurewicz (1997) oraz Oszczytko (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 upadków zebranych w trakcie badań terenowych wskazują właśnie nie 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 Jarmuckiej jednostki Grajcarka. Wiek tych osadów nie został biostratygraficznie udokumentowany. Mimo to, został on zaliczony do formacji Jarmuckiej 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 piśtrymi formacji łupków z Malinowej (cenoman–kampan; Birkenmajer, Oszczytko, 1989) — zaliczono do rodkowej kredy (alb–cenoman; Oszczytko, 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 łódzkiej w okolicach Wisły i Jablunkowa

Celem referatu było zaprezentowanie wyników pracy magisterskiej autora pt.: „Budowa geologiczna płaszczowiny łódzkiej w rejonie Wisły”. W pracy tej opisany został fragment płaszczowiny łódzkiej zlokalizowany w Beskidzie łódzkim, na pograniczu polsko-czeskim pomiędzy Wisłą, Nýdkiem i Jablunkovem. Cały teren badań zawiera się w obrębie jednostki tektonicznej nieszczęśliwie nazwanej: 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 stąd, od najstarszych: warstwy łgockie, piaskowiec ostrawicki, warstwy godulskie (trójdzielne) i dolne warstwy istebniańskie. Profil jest cięgi, pozbawiony luk stratygraficznych. Całkowita jego miąższość wynosi około 2000 metrów.

Warstwy łgockie reprezentowane są przez drobno- i średnio- i drobno- i średnioziarnistych piaskowców. 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 łgockich, 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 najmłodsze ogniwo. Piaskowce te występują lokalnie tylko w zachodniej części płaszczowiny łódzkiej, w Beskidzie łódzkim i Morawsko-łódzkim, głównie na terenie Republiki Czeskiej.

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

Warstwy godulskie rodkowe to grubo- i średnio- i drobno- i drobnoziarniste piaskowce przeławiczone 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 muskowitz. 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 cienko- i drobno- i drobnoziarnistych piaskowców. Są średnio- i drobnoziarniste. Zdarzają się wkładki grubszych ławic piaskowców gruboziarnistych. W ich składzie dominuje kwarc oraz glaukonit i muskowitz. Występuje w nich uziarnienie frakcyjne, materiał jest dobrze wysortowany. Są laminowane poziomo, przeławiczone ciemnozielonymi lub czarnymi łupkami ilastymi, rzadziej marglisto-ilastymi.

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

ste, a nawet zlepie cówate. Dominuje w nich frakcja grubsza. Słone 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 wierzym przełamie mają barwę jasnoszarą a wierzniej na charakterystyczny, ołto-rdzawy kolor. Spoiwo w nich jest głównie ilaste, rzadziej ilasto-krzemionkowe lub ilasto-elaziste. Taki rodzaj spoiwa sprawia, że skały te są słabo spoiwiste, rozsypliwe. Czasami zdarzają się twardsze piaskowce o spoiwie krzemionkowym. W obrębie pojedynczych ławic zdarza się po kilka poziomów z grubszą frakcją. W zlepkach, które występują w postaci poziomów i soczew wewnątrz ławic piaskowców, dominują dobrze obtoczone okruchy kwarcowe; otoczki egzotyków są rzadkie i są to głównie granity, gnejsy i kwarcyty. Zlepki te mają spoiwo ilasto-elaziste, któremu zawdzięczają charakterystyczne, rdzawe zabarwienie oraz sporadycznie rozsypliwość 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 pogryba się ku południowi. Taka prosta budowa fałdowa uwarunkowana jest przez dominację na tym obszarze, stosunkowo sżywnie, piaskowcowo-lupkowe kompleksy warstw godulskich i istebnińskich o sporej miąższości. Synklina ta jest asymetryczna. Jej zachodnie skrzydło jest nachylone bardziej stromo (kąt 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 istebnińskich, który tworzy tutaj pozytywne formy terenu.

W terenie badano zaobserwowany został duży uskok zrzutowo-przesuwczy, którym zostało ony został potok Hlučová. Ma on przebieg z północnego zachodu ku południowemu wschodowi. Jego południowo-zachodnie skrzydło zostało zrzucane 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 Ławickiego, co powoduje zwiększenie tempa sedymentacji. Warunki depozycji kształtuje wiele czynników, zarówno regionalnych jak i lokalnych. Do regionalnych należą: ruchy tektoniczne związane z przesuwaniem płyt litosfery, eustatyczne zmiany poziomu morza oraz warunki klimatyczne. Czynniki lokalne to: konfiguracja basenu i otaczających go grzbietów, rozmiary i budowa kordyliery Ławickiej, tempo wypiętrzania wysp oraz ilość powstającego materiału okruchowego. W dolnym turonie większe obszary grzbietu Ławickiego zostają wynurzone. Powstały wtedy tzw. wyspa Beskidu Morawsko-Ławickiego oraz wyspa Beskidu Ławickiego 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 Ławickiego i Małego tworzyły jeden ciągły obszar sedymentacyjny z wyraźnym zabarwieniem osadów łobów 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 poziomu morza oraz wzrostu tempa wypiętrzania grzbietu nastąpiło zwiększenie tempa sedymentacji, a także zmiana jej charakteru. Osady deponowane były szybko w formie rozległych łobów 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 aktywniejszych kordyliery była zmiana charakteru sedymentacji. Odsłaniają się w Beskidzie Ławickim (takie Morawsko-Ławickim i Małym) warstwy godulskie mające charakter osadów łobów depozycyjnych oraz wachlarza łobowego 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 Ławickiego i Małego, czego efektem jest depozycja grubego kompleksu skalnego o charakterze silikoklastycznego fartucha. Zapisem skalnym tego zjawiska są zlepki malinowskie.

W dyskusji brali udział: J. Chowaniec, W. Granoszewski, R. Kopcowski, 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 WI TOKRZYSKI

Jan MALEC

Profil z pogranicza warstw wi tomarskich, pokrzywia skich i nieczulickich w regionie łysogórskim Gór wi tokrzyjskich

W dewonie rodkowym (ywet) regionu łysogórskiego, pomi dzy silikoklastykami warstw wi tomarskich a ilasto-w glanowymi osadami warstw nieczulickich, wyst puje interesuj cy kompleks skał w glanowych — warstw pokrzywia skich, okre lanych dotychczas jako wapie nie rafowe (Czarnecki, 1950; Pajchłowa, 1957). Zostały one rozpoznane na przestrzeni około 5 km pomi dzy Skałami na wschodzie a Bostowem na zachodzie. W profilu dewonu synkliny bodzenty skiej, utwory te wyró niaj si wyra nym zmniejszaniem mi szo ci w kierunku zachodnim. W rejonie Skały–Pokrzywianka maj one około 9–10 m, w Bostowie około 1 m, a zanikaj pomi dzy Bostowem i niadk . Sekwencja osadów tworzą cych warstwy pokrzywia skie była znana jedynie z fragmentarycznych małych odstoni — łomików, bez mo liwo ci prze ledzenia jej kontaktów z warstwami wi tomarskimi i nieczulickimi, ograniczaj cymi t jednostk od sp gu i stropu. W rejonie Pokrzywianki, w profilu stratotypowym warstw pokrzywia skich, w rowie badawczym odstoni to osady z pogranicza warstw wi tomarskich, pokrzywia skich i nieczulickich.

Warstwy wi tomarskie

Stropow cz warstw wi tomarskich rozpoznano w około 6-metrowym profilu złoż onym z łupków ilasto-mułowcowych z podrz dnym udziałem cienko- i rednioławicowych piaskowców kwarcowych oraz osadów w glanowych. W zbadanej sekwencji warstw wi tomarskich wyst puj od sp gu:

- mułowce i ilowce z pojedynczymi cienko- i rednioławicowymi piaskowcami kwarcowymi (100 cm);
- wapie nie zapiaszczone złoż one ze skorodowanych małych fragmentów o nieregularnym kształcie, długo ci 3–10 i grubo ci 2–4 cm, tkwi cych lu no w brunatnych ilowcach i mułowcach. Gruzły wapieni wyst puj w obr bie 45 i 70 cm warstw rozdzielonych zielonoszarymi mułowcami o 30 cm grubo ci (145 cm);
- łupki ilasto-mułowcowe poziomo laminowane o zielonoszarej barwie (135 cm);
- łupki ilasto-mułowcowe cz ciowo wapniste o barwie brunatnej, z 10 i 26 cm warstwami piaskowców drobnoziarnistych słabo wapnistych o barwie szarej i brunatnej (80 cm);
- wapie nie zapiaszczone o barwie brunatnej z rozproszon faun ramienionogów, liliowców i gał zkowych tabulatów (65 cm);
- łupki ilasto-mułowcowe szarozielone poziomo laminowane (45 cm);
- wapie nie zapiaszczone z glonami i ramienionogami. Wyst puj w postaci gruzłów o nieregularnym kształcie i nierównej powierzchni, o grubo ci kilku i długo ci do 6 cm, tkwi cych w brunatnych ilowcach i mułowcach (30 cm).

Warstwy pokrzywia skie

Sekwencja warstw pokrzywia skich, wyst puj ca w ci gło ci sedimentacyjnej z warstwami wi tomarskimi złoż ona jest z kilku odmian litologicznych utworów w glanowych. W około 9-metrowym profilu, w nast pstwie stratygraficznym od dołu wyró niono:

- wapie nie organodetrytyczne o ciemnoszarej barwie utworzone z ci głych warstw o 12–20 cm grubo ci. Wyst puj w nich szcz tki ramienionogów i liliowców (50 cm);
- wapie nie organogeniczne złoż one z warstw o 12–25 cm grubo ci, zbudowane z du ych bulastych stromatoporoidów o rednicy do 20 cm, tworzą cych wapie nie biolitytowe. W stropie wyst puje ławica o 15 cm grubo ci złoż ona z pojedynczych płaskich stromatoporoidów (85 cm);

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

W wapieniach warstw pokrzywiarskich licznie występuje fauna jamochłonowa, która w różnym natężeniu rozprzestrzeniona jest w obrębie prawie całej jednostki. Wstępnie charakterystykę taksonomiczną tej grupy skamieniałości wykonała E. Sarnecka. W dolnej części warstw pokrzywiarskich, zwarte ławice wapieni o charakterze biolitytów zbudowane są głównie ze stromatoporoidów *Hermatostroma* sp. Wyjątkowo w profilu występuje również zróbnicowany 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 pokrzywiarskich, w przeławieniach marglistych stwierdzono bogate zespoły małoraczkowe 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* (Pokorný), *Roundyella calceolae* (Gürich), *Sulcella (Postsulcella) abundans* Pokorný, *Svantovites primus* Pokorný, *Polyzygia symmetrica* Gürich, *Acratia* sp., *Bairda* sp., *Coelonella* sp., *Cryptophyllum* sp., *Cytherellina* sp., *Evlanella* sp., *Fabalicocypris* sp., *Fellerites* sp., *Gerbeckites* sp., *Hanaites* sp., *Kirkbyella* sp., *Pronipantex* sp., *Pribylites* sp.

Warstwy nieczulickie

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

Uwagi końcowe

W wyniku przeprowadzonych badań określono charakter wykształcenia litologicznego warstw pokrzywiarskich oraz ich relację z osadami warstw wiotomarskich i nieczulickich. Sekwencja warstw pokrzywiarskich odpowiada wapieniom biostromalnym, w których dolnej części na odcinku około 0,85 m występują stromatoporoidowe wapień biolitytowe. Granicę spółgony warstw pokrzywiarskich ustalono arbitralnie, w miejscu pojawienia się utwardzonych wapieni organodetrytycznych bez udziału materiału terygenicznego. W stropowej części leżących poniżej warstw wiotomarskich, na odcinku około 5 m, wśród osadów terygenicznym pojawiają się składniki w glaukowe. Występują one w postaci domieszki w spoiwie, jako szkielety bioklastów lub wapień zapiaszczone ze szczątkami fauny. Granicę stropów warstw pokrzywiarskich ustalono w miejscu wyraźnego kontrastu litologicznego skał. Przebiega ona w stropie marglisto-wapiennych utworów w glaukowych z bogatą bentoniczną fauną, graniczących od góry z bezwapnistymi ławicami warstw nieczulickich. Warstwy pokrzywiarskie powstały na obszarze podmorskiego spływnia obejmującego rejon depozycji głównie piaszczystych facji warstw wiotomarskich. Ich geneza nie była związana z postulowanymi w przeszłości ruchami wypiętrzającymi fazy pokrzywiarskiej (Czarnocki, 1950). Osady z pogranicza warstw wiotomarskich, pokrzywiarskich i nieczulickich datowane są na najwyższym poziomie *varcus* rodowy.

W dyskusji brali udział: J. Gógl, 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 wiotomarskiego Państwowego Instytutu Geologicznego

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

Podstaw organizacji regionalnego archiwum w Oddziale w tokrzyskim były negatywy fotograficzne wykonane przez H. Topaczewski (fotografa Oddziału w latach 1960–1989) oraz Z. Rubinowskiego (negatywy pozyskane od ony 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. Złonkiewiczza, 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, u których, 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 zdarzenia wraz z identyfikacją osób i autorów zdjęć. Bardzo pomocne przy opisie zdjęć były uwagi Z. Kowalczewskiego, L. Lenartowicza, T. Wróblewskiego i wielu innych pracowników.

Zasadniczą treść przedkładanego opracowania, stanowi tego pierwszy etap prac nad zaprezentowaniem fotograficznej kroniki działalności Oddziału w tokrzyskiego PIG, s. płyty CD z zarejestrowanym katalogiem fotografii, który stanowiłby dziedzinę integralną 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 w tokrzyskiego 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 w tokrzyskim Państwowego Instytutu Geologicznego przez pracowników Oddziału przy współpracy pracowników Centralnego Archiwum Geologicznego PIG w Warszawie.

W dyskusji brali udział: Z. Kowalczewski, 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 (górnego dewonu) w regionie kieleckim Gór w tokrzyskich

Późnodewonskie zdarzenie Hangenberg oraz związane z nim kryzys biotyczny łączone są ze zmianami poziomu morza w dobie *praesulcata*. Dane z Ameryki Południowej wskazują, że wahania eustatyczne w tym czasie miały związek z rozwojem lodu na półkuli południowej. Ciągłe przejście między dewonem i karbonem w Górach w tokrzyskich stwierdzono w kamieniołomie Kowala oraz rowie badawczym, wykonanym w jego północnym siedlisku. 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 (row 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 rowkowy 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). Próbki węgla glaukowe 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 ¹³C i ¹⁸O 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 górny poziom *expansa* i *praesulcata*. W wapieniach mikrytowych rowkowej/górnej części poziomu *praesulcata* zarejestrowano pozytywne anomalie ¹³C. W rowie badawczym wartości ¹³C wahały się między 2,15 a 2,7‰, natomiast w kamieniołomie między 2,19 a 2,31‰. W obrębie tej anomalii zaznacza się jednak przesunięcie w kierunku niższych wartości, w rowie badawczym nawet poniżej 0‰. Anomalii pozytywnej na izotopowej krzywej węgla odpowiada anomalia ujemna na krzywej tlenowej.

Zbiór zmian na krzywych izotopowych tlenu i węgla z Kowala 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 ^{13}C związany jest ze zdarzeniem Hangenberg. Pozytywne anomalie, korelowane 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 I etapu izotopu węgla, będącego skutkiem związanej pierwotnej produkcji organicznej, która z kolei była konsekwencją zmniejszenia dostawy substancji odżywczych z głębi podlegających procesom erozyjnym w czasie niskiego stanu morza. Dane z wielu profili również 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 porównań na ładach związanych z wywołanym w tym czasie aktywnością wulkaniczną. Dzik i Olempska udokumentowali w rowie badawczym kryzys biotyczny — związane z kołosem sedymentacji fauny skiego wapienia z *Wocklumeria* — który dotknął zespoły amonitowe, konodontowe i małoraczkowe. 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 litofacyjna i petrograficzna szarogłazów syluru warstw niewachlowskich z Niestachowa

W rejonie Niestachowa, powyżej łupków graptolitowych warstw prągowieckich rodowego ludlowu, w części sedymentacyjnej leżącej około 400-metrowa sukcesja szarogłazów warstw niewachlowskich. Wyróżniono w niej obręb 10 głównych odmian facjalnych o randze ławic. Podstawowymi wyróżnieniami facji były kryteria litologiczno-sedymentologiczne, w tym wielkość frakcji, uławiczenie, stosunek piaskowców do łupków i struktury sedymentacyjne. Najgrubsze frakcje osadów stwierdzono w rodkowej części serii szarogłazowej.

Zlepiecnie uziarnione frakcjonalnie. Facja ta wyróżnia się gradacyjnym rozmieszczeniem składników ziarnistych od spogu do stropu ławic. Największe otoczaki występują w ławicach najgrubszych dochodzących do 1,9 centymetrów wysokości. W cieńszych warstwach materiał okrucowy jest zazwyczaj lepiej wysegregowany. Składniki okrucowe zlepiecniów polimiktycznych, na ogół o bardzo dobrym stopniu obtoczenia, tkwią w piaszczysto-mułowcowym spoiwie o składzie materiału ziarnistego. W ławicach grubszych, w części spogowej występują litoklasty mułowców i ilowców 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.

Zlepiecnie piaszczyste uziarnione frakcjonalnie. W ławicach zlepiecniów występuje materiał okrucowy dwóch frakcji: wirowej i piaskowej. Udział frakcji wirowej obejmuje ponad 50% wysokości ławic. W dolnej części ławic na odcinku 8–25 cm, uziarniony frakcjonalnie materiał wirowy przechodzi stopniowo ku górze we frakcję piaskową. Największe otoczaki o różnicowanym składzie znajdują się w dolnej, kilkucentymetrowej części ławic. Udział materiału wirowego 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 zlepiecniowate uziarnione frakcjonalnie. Facja ta charakteryzuje się przewagą frakcji piaskowej średnio- i gruboziarnistej nad wirową. Wyróżnia się obecność uziarnionego frakcjonalnie materiału wirowego i piaszczystego w dolnych częściach ławic, które graniczą erozyjnie z leżącymi niżej osadami ilasto-mułowcowymi lub piaskowcowymi. Udział frakcji wirowej wynosi do 15% objętości ławic. Frakcja wirowa obecna na odcinku 1,5–3 cm przechodzi stopniowo ku górze w piaskową. Przeciętne rozmiary frakcji wirowej wynoszą około 2–3 mm, największe otoczaki osiągnęły 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, wyjątkowo laminowane poziomo, rzadziej także przekłnięte 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. Facje tworzą piaskowce drobnoziarniste, cienkoławicowe o grubości warstw od 7 do 10 cm. W dolnej części warstw występuje interwał poziomo laminowany, który wędruje przechodząc w element laminowany przekłnię 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 toczkami uzbrojonymi. Facja złożona jest ze zwiędzonych piaskowców szarogłazowych rednio- i gruboziarnistych, rednio- i gruboławicowych, w których materiał detrytyczny spojony jest szarogłazowo-w glaukowym matriks. W dolnych częściach ławic występuje uziarniony frakcjonalnie materiał okrucowy, w górnych obecny jest cienki element o słabo zaznaczonej laminacji poziomej, rzadziej przekłnej w małej skali. W dolnych, a także w środkowych częściach ławic rozmieszczone są toczki uzbrojone o kulistym kształcie, rednicy 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 ilowców. Facje tworzą piaskowce kwarcowe drobno- i rednioziarniste dobrze wysortowane lub piaskowce szarogłazowe rednio- 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 wyszej części ławic rozmieszczone są horyzontalnie litoklasty ilowców o rednicy 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 rednio- i gruboziarnistych, cienko- i rednioławicowych, rozdzielonych warstwami mułowcowymi o podrzędnym udziałem. Człon mułowcowy zwiędzony jest jednym aktem depozycyjnym z leżącej warstwy piaskowców. W dolnych częściach ławic piaskowcowych występuje frakcjonalne uziarnienie materiału okrucowego, w górnych — obecny jest element laminowany poziomo i rzadziej przekłnię 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. Facje 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 ilowej. W obrębie facji mułowcowej występują pojedyncze warstwy cienkoławicowych piaskowców. Facja ta obejmuje sekwencje o grubości od kilkudziesięciu centymetrów do 7 metrów.

Wyniki badań petrograficznych

Złepienie warstw niewachlowskich pod względem uziarnienia należy 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 skaleni 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 stopie obtoczenia ziarn. W poszczególnych odcinkach profilu odpowiadają one wakom litycznym, wapiastym wakom litycznym o składzie zbliżonym do zlepieńców, rzadko arenitom sublitycznym i litycznym a sporadycznie arenitom kwarcowym. Piaskowce wyróżnione jako różnokrucowe wapiaste waki lityczne, zostały po raz pierwszy stwierdzone w profilu warstw niewachlowskich.

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

Warunki sedymentacji

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

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 obrzeżenia mezozoiczne Gór wi tokrzyskich)

Wióry i Nietulisko położone są w dolinie dolnego biegu rzeki Wióry, około 12 km na SE od Starachowic. Pod względem geologicznym obszar ten jest częścią NE obrzeżenia mezozoicznego Gór wi tokrzyskich, zbudowanego głównie ze skał triasu i jury, spod których lokalnie odsłaniają się „wyspy” skał paleozoicznych. W dolnym odcinku doliny Wióry, 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, bo tutaj pozostała część intensywnie działającej górnictwo-hutniczej, rozwijającej się na tym terenie w pierwszej połowie XIX w. Stanowiska przyrody nieożywionej w dolinie Wióry są zatem dodatkowym atutem tego obszaru, zachęcającym do uprawiania coraz popularniejszej geoturystyki. Poza malowniczym usytuowaniem, doskonale nadają się do popularyzacji geologii tego obszaru, czego nieco na uboczu głównych szlaków turystycznych Gór wi tokrzyskich. Co zatem można zobaczyć w tej głąbokości tej w pokrywie lessowej i podłożu triasowej dolinie?

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

Około 1,5 km w kierunku NE, na prawym brzegu Wióry znajduje się nieczynny kamieniołom, w którym można obserwować wyjątkowo niezgodnie z tymi dolomitami środkowego dewonu i brunatnymi piaskowcami dolnego/środkowego triasu. Natomiast po lewej stronie rzeki, w wąskim wozie odsłaniają się piaskowce dolnego dewonu. Skały te tworzą strukturę Godowa – „wyspa” paleozoiczna odsłaniająca się spod pokrywy mezozoicznej i kenozoicznej. Zdaniem Jaroszewskiego struktura ta ma charakter zróbowo-łuskowy lub zróbowo-fleksurowy. Dolomity nachylone są w kierunku od WSW do SSW pod kątem 42 do 67°. Reprezentowane są przez kryptokrystaliczne laminity związane z środowiskiem międzyfaliwym. 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 znajdują się dwie wsi Witulin, bo tutaj kiedyś była Dolina Biskupich, można obserwować kontakt piaskowców najwęższego 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 przekładowego w małej skali, (2) cienko- i średnioławicowe piaskowce i mułowce z warstwowaniem przekładowym w małej skali oraz ripplemarkami prądowymi na powierzchni stropowej warstw piaskowcowych, (3) warstw gruboziarnistego piaskowca z licznymi otoczkami i warstwowaniem przekładowym 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, limaków oraz ooidami i onkoidami. Piaskowce warstw z Krynek oraz skały w glaukowi wapienia muszlowego można również obserwować w licznych bocznych dolinkach, łączących się z doliną Wióry, 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 glacytektonicznych w osadach kenozoicznych okolic Gorzowa Wielkopolskiego

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

przyczyn strukturogennej jest wysoki gradient zmian obciążenia podłoża i lodu w jego strefie czołowej. Wysokiemu naciskowi w strefie pokrytej lodem towarzyszy, poza zasięgiem lodu, strefa nieobciążona. W układzie naprężenia głównego przybiera kierunek pionowy. W podłożu lodu powstają i rozprzestrzeniają się w kierunku przedpoja wklęsłe powierzchnie cieni, wzdłuż których następnie dochodzi do przemieszczenia mas skalnych.

W uproszczonych realiach badanego terenu rozwój tego rodzaju cieni i powstanie struktur łuskowo-łańdżowych miało miejsce głównie w momencie transgresji pierwszego tu — niżej — lodu. Podłoże stanowiła cienka pokrywa łańdżów formacji poznańskiej oraz utwory piaszczysto-mułkowe formacji adamowskiej miocenu.

W strefie czołowej lodu, pod wpływem zmniejszającego się obciążenia, w łańdżach i mułkach formacji poznańskiej i adamowskiej miocenu powstały wklęsłe powierzchnie zniszczenia i wzdłuż nich dochodziło do transportu glaciektogenicznych osadów spod lodu na jego przedpole. W pobliżu kontaktu lodu z podłożem i przedpojem tworzyły się łuski (formy III rzędu) zbudowane z osadów mioceńskich. Ich części korzeniowe pozostały pod lodem i zostały zakonserwowane, pozostały materiał został wycięty na przedpoju 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 plejstoceńskich i starszych stanowi 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 zaburzenia pozostaje ten sam. Głównym problemem jest uzasadnienie utworzenia i propagacji powierzchni lądowych odpowiednio stromych i głębokich bystrzyc — 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 lodu obniżenie powierzchni o genezie najczęściej erozyjnej zostaje wypełnione uwolnionym z jego stopy materiałem morenowym. Depozycja glin bazalnych odbywa się w różnych warunkach hydrologicznych dających w efekcie gliny o różnym uziarnieniu, a także wkładki piasków gliniastych, glin piaszczystych lodowcowych. W skrajnym przypadku można otrzymać relatywnie młodsze zespoły wirów i piasków ze wirami i glazami. Gliny lodowcowe dodatkowo obciążają preplejstoceńskie — najczęściej mioceńskie podłoże. Obciążenie lodem i uwolnionymi ze glinami wytwarza w podłożu nowe pole naprężenia oraz generowane przez nie głębokie i dalej penetrujące powierzchnie cieni. Niektóre z nich przekształcają się w powierzchnie lądowych, wzdłuż których dokonuje się transport mas podłoża na dalsze przedpole lodu.

Opisany przebieg wydarzeń może powtórzyć się kilkakrotnie dając w efekcie głębokie, wypełnione materiałem glacialnym lodu zaburzenia czołowe depresje i strefy form pozytywne (elewacje) na przedpoju lodu. Obie strefy charakteryzują się wewnętrzną budową łuskową. Stopień skomplikowania tej budowy różni się, gdy czoło lodu oscyluje, zmieniają się parametry hydrologiczne, lub zachodzą zmiany masy lodu. Wszystkie te czynniki zaburzą stan równowagi i mogą prowadzić do powstawania dodatkowych powierzchni cieni w osadach. Obie strefy — depresyjna i elewacyjna powstały w żądanych warunkach stagnacji czoła lodu. Łatwo przewidzieć, że dalsza transgresja może dokonać powstania zniszczenia strefy elewacyjnej, a do zupełnego unicestwienia wyniesienia glaciektogenicznego 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 lodu na podłoże uwzględniano przede wszystkim naprężenia statyczne i dynamiczne wywołane obciążeniem lodem oraz budową geologiczną podłoża, od której uzależniona była jego wrażliwość na odkształcenie czyli wartość naprężenia granicznego. W modelu postulowanym, na podłoże oddziałuje zarówno lod, którego czoło nad nim stagnuje, jak również efekty jego sedymentacji — 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 glaciepresje i glacielewacje i sterujących wypełnianiem struktur depresyjnych, wywołuje także zaburzenia w dystrybucji materiału glacialnego. Materiał ten jest na drodze swego lodowcowego transportu przechwycony przez glaciepresje. W efekcie lod jest w strefie czołowej zubożony w materiał glacialny i nie wykształca, lub wykształca niewielkie pozytywne formy strefy marginalnej. Tak jest w przypadku dalszego awansu lodu należy się liczyć z tworzeniem się cienkiej i miejscami nieciągłej pokrywy glin lodowcowych w dotychczasowej strefie szerokiego przedpoja stagnującego lodu. Podczas transgresji skandynawski materiał glacialny przechwycony przez depresje zostanie zastąpiony tworzywem pobranym z niszczonej elewacji glaciektogenicznych obecnych na przedpoju lodu. Ponieważ glacielewacje utworzone były w przewodzie z osadów podłoża, można się spodziewać, zwłaszcza w przypadku glin bazalnych deponowanych na przedpoju do niedawna stagnującego lodu, obfitego materiału starszego podłoża stopniowo ku górze uzupełnianego o element skandynawski wraz z dopływem wiejących partii lodu lodowcowego.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 7 maja 2007 r.

Jan PRA AK

Zmiany stanów zwierciadła wód podziemnych na obszarach wy nnych na przykładzie zlewni rzeki Kamiennej

Wieloletnie zmiany stanów zwierciadła wód podziemnych zachodz w wyniku cyklicznych zmian zasilania zbiorników wodono nych przez opady atmosferyczne. Podana poni ej charakterystyka w zbiornikach szczelinowo-krasowych na Wy ynie Małopolskiej w zlewni Kamiennej zawiera jedynie ocen skali i charakteru obserwowanych zmian i uwagi w zakresie dalszych bada maj cych na celu poznanie ich cykliczno ci i wpływu na wielko odpływu podziemnego ze zlewni. Przyczyni si jednak w istotnym stopniu dla opracowania metodyki ustalania „ni ówki wód podziemnych”.

Zlewnia rzeki Kamiennej o powierzchni 2000 km² obejmuje tereny położ one na Wy ynie Małopolskiej. Zlewnia wód podziemnych pokrywa si na ogół ze zlewni wód powierzchniowych. Pewne ró nice mog istnie tylko w cz ci północno-wschodniej, gdzie w zale no ci od zmian zasilania mog wyst powa okresowe przesuni cia działu wód podziemnych ze zlewni H anki. Poza dolin samej rzeki Kamiennej jest to obszar wy nny. W zlewni wyst puje szereg poziomów wodono nych z tym, e analiz zmian stanów zwierciadła wód podziemnych przeprowadzono tylko dla poziomów górnojurajskiego i rodkowodeo skiego, w których stany zwierciadła wody s mierzone przez PIG w punktach obserwacyjnych SOH 474-1 Kaplica (poziom górnojurajski, zbiornik Wierzbica-Ostrowiec) i SOH 385-1 Sieradowice (poziom rodkowodeo ski, zbiornik Bodzentyn).

W nawi zaniu do charakteru zmian zasilania wód podziemnych przez opady atmosferyczne opracowano ideowy model wieloletnich zmian ich stanów w cyklu obejmuj cym okres posuszny (około 12 lat) i mokry (około 12 lat), w którym wyró niono cztery etapy:

- etap a — obni anie si zwierciadła wody w okresie posuszny;
- etap b — wzgl dna stabilizacja zwierciadła wody w okresie posuszny (równowaga hydrodynamiczna);
- etap c — podnoszenie si zwierciadła wody w okresie mokrym;
- etap d — wzgl dna stabilizacja zwierciadła wody w okresie mokrym (równowaga hydrodynamiczna).

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

W punkcie SOH 474-1 ujmuj cym zbiornik górnojurajski obserwacje rozpocz to w 1982 r., w ko cu okresu mokrego cyklu ?–1982. Gł boko do zwierciadła wody wynosiła wówczas około 29,3 m. Od 1983 r. rozpocz ł si cykl 1983–2002. W okresie posuszny etap obni ania zwierciadła wody (a_2) trwał 11 lat do gł boko ci 35,2 m i nie zaznaczył si etap jego wzgl dnej stabilizacji (b_2). W okresie mokrym wyst pił równie trwaj cy tylko 9 lat etap podnoszenia si zwierciadła wody (c_2) do gł boko ci 33,2 m, bez wyst pienia etapu jego wzgl dnej stabilizacji (d_2). W cyklu 2003–? od pocz tku okresu posuszny do 2005 r. trwa kolejny etap obni anie si zwierciadła wody (a_3). Stan maksymalny zwierciadła wody na granicy cyklu 1 i 2 był o 3,9 m wy szy ni na przełomie cyklu 1983–2002 i cyklu 2003–?. Amplituda stanów w cyklu 1983–2002 wynosiła 5,9 m. W punktach obserwacyjnych stacji ujmuj cych ni ej le cy szczelinowo-porowy poziom rodkowojurajski ci nienia piezometryczne s nieco wy sze (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 ni w poziomie górnojurajskim, natomiast etap c_2 był o rok dłu szy i trwał tak e 10 lat.

W punkcie SOH 385-1 ujmuj cym zbiornik rodkowo- i górnodedo ski obserwacje rozpocz to w 1979 r. Od pocz tku obserwacji do ko ca okresu mokrego cyklu ?–1982 wyst pował etap wzgl dnej stabilizacji zwierciadła wody w okresie mokrym (d_1) przy gł boko ci zwierciadła wody około 5,1 m. Okres posuszny cyklu 1983–2002 rozpocz ł si etapem obni ania zwierciadła wody (a_2), po którym nast pił etap jego wzgl dnej stabilizacji (b_2) na gł boko ci 8,9 m. W okresie mokrym zaznaczył si tylko etap podnoszenia zwierciadła wody (c_2) do gł boko ci 6,2 m bez etapu jego wzgl dnej stabilizacji. Okres posuszny w cyklu 2003–? rozpocz ł si ponownym etapem obni anie si zwierciadła wody (a_3). Stan maksymalny zwierciadła wody na granicy cyklu 1 i 2 był o 1,1 m wy szy ni na przełomie cyklu 1983–2002 i cyklu 2003–?. Amplituda stanów w cyklu 1983–2003 wynosiła 3,8 m.

Pełna charakterystyka wymaga podj cia bada zmierzaj cych do poznania wzajemnych zale no ci pomi dzy zasilaniem wód podziemnych przez infiltracj opadów atmosferycznych, stanami ich zwierciadła i zasilaniem rzek odpływem podziemnym. Istotne znaczenie ma te pozycja punktu obserwacyjnego w systemie kr enia wód podziemnych.

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

Posiedzenie odbyło si w dniu 16 maja 2007 r.

Sylwester SALWA

Charakterystyka żył kwarcowo-chlorytowych i ich stosunek do deformacji tektonicznych w fyllicach z Podm. Chocic w Górach wi tokrzyskich

Mineralizacja żyłowa jest w tym elementem analizy strukturalnej umożliwiającej 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, pokroju kryształów czy relacje czasowe z deformacjami tektonicznymi.

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

Żył kwarcowo-chlorytowe występują w fyllicach 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 żył jest kwarc, który tworzy najczęściej silnie wydłużone i zdeformowane osobniki w obrębie żył kryształów rozcięgniętych, niekiedy o pokroju włóknistym. Towarzyszą im chloryty to odmiany przeważnie elazawo-ekstenzji. 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 żył kwarcowe lub chlorytowe.

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

Żył predeformacyjne (prekinematyczne) spotykane są rzadko i osiągały niewielkie rozmiary, a ich granica ze skałami 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 ekstenzji. 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.

Żył syndeformacyjne (synkinematyczne) są najpowszechniej spotykanym typem mineralizacji żyłowej w fyllicach i metapiaskowcach z Podm. Chocic, co pozwoliło na względnie szczegółowe jej rozpoznanie i określenie relacji z procesami deformacyjnymi. Na podstawie obserwacji terenowych i mikroskopowych żył 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 żył kryształów rozcięgniętych, a rzadko syntaksjalne. Specyficznym typem są żył cięte zbudowane z silnie wydłużonych i wzajemnie przerastających się kryształów kwarcu oraz chlorytów elazawo-ekstenzji. Oba minerały posiadają wspólną orientację wydłużenia kryształów, zawsze ustawionych skośnie do cian szczelin. Podobnie są one skierowane względem warstwowania sedymentacyjnego. Skośność ta jest zbliżona do położenia charakterystycznych dla ciał niskokątowych. Ich płaszczyzny ustawione są zawsze obsekwentnie względem kierunku transportu tektonicznego, a ich ciętość najczęściej jest przerwana, zwłaszcza na granicach kontrastów litologicznych. Budując je kwarc wykazuje wysoki stopień zdeformowania przejawiający się obecnością falistego wygaszania wiatła, rozpadem na subziarna oraz obecnością lametek deformacyjnych. Najprawdopodobniej żył 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 żył chlorytowe, kwarcowe, kwarcowo-chlorytowe oraz w glaukowe. Zabliżają one szczeliny związane z otwieraniem radialnych spęknięć przegubowych w fałdach, predeformacyjnych zespołów spęknięć komplementarnych oraz utworzonej na etapie wczesnodeformacyjnym, starszej generacji klinu u. Najrzadziej żył lokują się w obrębie odspojenia 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 odkształcone tektonicznie 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 nasunięcia, których powierzchnie mineralizują. Prawdopodobnie ze zniszczenia tego typu żył powstały budynki występujące w strefie ścinania podatnego zlokalizowanej ponad pakietem piaskowców kwarcytowych i metapiaskowców w obrębie Kamecznicy Podm. Chocickiej. Występowanie takiej mineralizacji w obszarach tektonometamorficznym 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).

Żył antytaksjalne spotykane są stosunkowo rzadko i tworzą niewielkie formy o grubości nie przekraczającej 1 cm i długości nie większej niż kilkanaście cm. Takie budowle wykazują niektóre żył w glaukowej — dolomitowej i syderytowej,

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 równoległe do ścian szczeliny. Granice między skałami są nieostre.

Wielkość kryształów rozcięgniętych obserwowano powszechnie. Pod względem składu są to głównie kwarcowe i kwarcowo-chlorytowe, a rzadziej także w glaukowe. 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 prostopadle lub niemal równoległe. Tego typu mineralizacja wskazuje na nadanie krystalizacji za otwieraniem szczeliny, a być może także stymulowanie jej rozwoju przez nadciśnienie porowe roztworów mineralizujących. Granice między skałami są nieostre, a często widoczne stopniowe przechodzenie do skały otaczającej, co upodabnia je do druz z rekrystalizacji.

Do tego typu należy także na przykład synkinematycznie rekrystalizowane kryształy kwarcu w obrębie otwieranych podczas deformacji radialnych ścianek w przegubach i skrzydłach fałdów. Taki sam sposób powstania prezentują także zblizowane silnie rozciągnięte w trakcie deformacji ławice piaskowców kwarcytowych, tworzących żaluzjowe budiny.

Zkoczony faz deformacji związane są z kwarcowe, kwarcowo-chlorytowe oraz w glaukowe, które częściowo wykorzystują foliację/warstwowanie oraz istniejącej już kława, migrują pomiędzy tymi powierzchniami. Powstawały one w warunkach, w których wzrost minerałów był w dużej mierze 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.

Wzrost postdeformacyjny (postkinematyczny) charakteryzują się prostoliniowym przebiegiem, niezależnym od przecinanych przez nie form tektonicznych. Ich powstanie wiąże się z ekstensyjnym otwieraniem stref uskokowych i ścianek. Najczęściej są to kwarcowe, rzadziej kwarcowo-chlorytowe kryształy syntaksjalne, z powszechnie występującymi szczotkami prawidłowo wykształconych kryształów. Ich granica ze skałami jest ostra, a budujące je kryształy przeważnie narastają prostopadle do brzegów szczelin. Deformacje obserwuje się w nich rzadko i są one słabsze niż we wcześniejszych opisanych typach mineralizacji żywej. 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 lodowcowo-polskiego z odsłanianymi spod niej garbami starszego podłoża, poprzecinanej dolinami rzek: Bobrzy (w zachodniej części), Lubrzanki (w południowo-wschodniej części) oraz ich mniejszych dopływów.

Omawiany arkusz 815 znajduje się w lodowcowo-polskim regionie hydrogeologicznym z tym, że jego część wschodnia i południowa należą do subregionu wiatrowskiego.

Zbiorniki wód podziemnych o znaczeniu użytkowym występują w utworach czwartorzędowych (Q), lodowcotriasowych (T₂), dolnotriasowych (T₁), górnopermskich (P₃) oraz lodowcowo- 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 wiry dolin rzecznych. Kryteria pierwszego poziomu wodonośnego (PPW) w utworach czwartorzędowych spełniają piaski i piaski żwiru w dolinach rzek Bobrzy, Sufragaćca i Lubrzanki lecz tylko tam, gdzie obok tarasu holocenicznego wykształcony jest ten taras bałtycki (mieszko 10–20 m). Piaski rzeczne w górnych odcinkach tych rzek, podobnie jak i w dolinach ich mniejszych dopływów nie zaliczono do PPW. Spełniają one co prawda kryterium PPW, lecz ze względu na w dużej mierze strefy występowania i niewielką powierzchnię uznano je za część wysoczyzny polodowcowej z garbami starszego podłoża, na której pierwszy poziom wodonośny stanowi starsze poziomy wodonośne. W północnej części arkusza posiadają one najczęściej bezpośredni kontakt hydrauliczny z niżej położonym, przy tym za

PPW poziomem dolnotriasowym i górnopermskim. W części centralnej i południowej tworzone lokalne poziomy zawieszono na niej lejących półprzepuszczalnych osadach czwartorzędowych.

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

Wapień, dolomity, łupki, zlepki, piaskowce z przewarstwieniami mułowców, ilów i ilowców, wieku od dewonu rodkowego do triasu rodkowego. Na mapie PPW wydzielono 21 jednostek występowania pierwszego poziomu wodonoego. W 15 spośród nich pierwszy poziom wodonoego jest jednocześnie głównym poziomem użytkowym (GUPW—wydzielonym na planach głównej MhP).

Głównym występowaniem pierwszego poziomu wodonoego 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 ujść komunalnych Kielc w Zagnańsku i Białogonie. Najmniejszą głębokość występowania PPW 1–2 m p.p.t obserwujemy w dolinach rzecznych. Wiąska jest na wysoczyźnie, a na garbach starszego podłoża i w leju depresji ujścia komunalnego w Zagnańsku i w Białogonie (miejsce siłone w przedziale 20–50 m p.p.t).

Zwierciadło wód podziemnych PPW w osadach czwartorzędowych jest swobodne, natomiast w starszych poziomach wodonoonych 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 to poziomy wielowarstwowe zbudowane z naprzemianległych nieregularnych warstw wodonoonych piaskowców (lokalnie zlepków) półprzepuszczalnych mułowców i nieprzepuszczalnych ilów (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 niej lejących warstwach piaskowców. Podobna sytuacja ma miejsce w wyszej 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 nawiazaniu do poziomów siednich.

Na terenach występowania PPW w szczelinowo-krasowych poziomach, rodkowotriasowym i rodkowodewońskim 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 wodonoonych, a w przypadku poziomów przedczwartorzędowych również i pośrednie, przez nakład osadów czwartorzędowych. W stanowiących strefy drenażu w dolinach rzecznych, czwartorzędowy PPW jest zasilany także przez wody dopływające z niej lejących poziomów starszych. W zachodniej części arkusza rodkowo- 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 ujściach komunalnych dla Kielc: w Zagnańsku i w Kielcach–Białogonie. Ujście w Zagnańsku znajduje się w północnej części omawianego obszaru. Woda pobierana jest z dolnotriasowego poziomu wodonoego w ilości około 450 m³/h. Wieloletnia, intensywne eksploatacja spowodowała wytworzenie się lejowej depresji wokół ujścia, którego zasięg w kierunku W–E wynosi około 7 km, a wzdłuż linii N–S przecina około 3 km. Na skutek oddziaływania ujścia nastąpiło zmniejszenie przepływów wód powierzchniowych. Rzeka Bobrza posiada w rejonie ujścia charakter infiltrujący.

Ujście komunalne Kielce–Białogon znajduje się na terenie Kielc. Aktualny pobór wody ze rodkowo- i górnodewońskiego poziomu wodonoego wynosi około 1020 m³/h. W wyniku oddziaływania ujścia, 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 rodkowodewońskiego złoża dolomitów, pierwotne zwierciadło wody obniżyło się o ok. 20 m do rz. dnej 240. Wyrobisko górnicze jest obecnie odwadnianie w ilości 240 m³/h.

Tereny pozbawione pierwszego poziomu wodono nego obejmuj około 20% powierzchni arkusza. S to obszary wyst powania niewodono nych, nie spełniaj cych kryteriów PPW utworów starszego paleozoiku (piaskowce, mułowce, ilowce, szarogłazy) przy jednoczesnym braku w ich nadkładzie utworów czwartorz dowych.

W dyskusji brali udział: G. Herman, T. Mły czak, J. Pra ak i prelegentka.

Posiedzenie odbyło si w dniu 30 maja 2007 r.

Zbigniew SZCZEPANIK

Kambryjskie zespoły akritarchowe z formacji łupków z Kamie ca w regionie kieleckim Gór wi tokrzyskich

W ramach prowadzonych prac przebadano zespoły palinologiczne z dwóch stanowisk reprezentuj cych osady formacji łupków z Kamie ca (Orłowski, 1975) we wschodniej cz ci Gór wi tokrzyskich.

Odłoni cie w Kamie cu. Najliczniejsze zespół mikroflory akritarchowej rozpoznano w parowie rzeczki Koprzywianki w bezpo rednim s siedztwie zniszczonej tamy.

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

Rozpoznany zespół nie zawiera jednak taksonów przewodnich, umo liwiaj cych jednoznacz n identyfikacj którego z wyró nionych przez Moczydłowsk (1991) poziomów akritarchowych. Obecno form: *Skiagia ciliosa*, *Pterospermella solida* oraz *Leiovalia tenera* (pozwala uzna znaleziony w Kamie cu zespół za odpowiednik przedziału obejmuj cego poziomu akritarchowe *Heliosphaeridium*–*Skiagia* i *Volkovia*–*Liepaina*). Trzeba jednak zauwa y , e w zespole z Kamie ca nie wyst puj w ogóle akritarchy z rodzaju *Skiagia*, charakteryzuj ce si obecno ci regularnego okr głego ciała centralnego dłu szych wyrostków (z gatunków *S. ornata* czy *S. orbiculare*). Podobna sytuacja ma miejsce w młodszym z wyró nionych przez Moczydłowsk poziomów *Volkovia dentifera*–*Liepaina plana*, który korelowany jest z horyzontem akritarchowym Rausve (Volkova i in., 1983) i odpowiada poziomowi *Protolenus* standardowej zonacji faunistycznej. Wydaje si jednak, e w oparciu o zespół z Kamie ca przesłanki upowa niaj ce do takiego precyzyjnego datowania nie s do ko ca spełnione. Rozpoznany zespół mo e by datowany jako odpowiednik poziomów *Holmia kjerulfii*–*Protolenus* wyszej cz ci tradycyjnego kambru dolnego.

Lista taksonów rozpoznanych w odłoni cie w Kamie cu:

?*Eliasum* 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 Zar by 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 charakterystyczny, przewodni dla poziomu *Volkovia–Liepaina* form *Volkovia dentifera*. Takson ten rozpoznany został dotychczas w dwóch otworach wiertniczych na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego: Radzy 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, tak jak 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 Zar by 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 Zar by 2 na głębokości 1256–1367 m:

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

Specyficzny charakter zespołu akritarchowego z profilu Zar b oraz duża różnorodność w składzie taksonomicznym, liczebności i dojrzałości termicznej pomiędzy zespołami palinomorfów z Zar b i Kamieńca stanowi 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 dymisko-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 geo-rodowiskowej Polski* w skali 1:50 000

Obszar arkusza Ustrzyki Dolne *Mapy geo-rodowiskowej 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–Wąkowiej–Łodyny Kopalni (znany też pod nazwą fałdu Wąkowiej Kopalni). Już w drugiej połowie XIX w. antyklina Wąkowiej budziła zainteresowanie z punktu widzenia naftowego. Pierwsze wydobycie ropy naftowej odbywało się w studniach zwanych szybami lub kopankami. Studnie miały przekrój kwadratu o wymiarach 1,2 × 1,2 m. Ciany w miarę pogłębienia zabezpieczano przed osypywaniem deskami. Ka-

da 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 przyływów 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-złotowe: 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, osiągnięto 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 kliwskie) w prawie pionowo stojącym fałdzie Wałkowej. Horyzonty ropone 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 w głowodorów. Ekranowane jest ono przez przeważnie tektonicznie przez serie 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^oC. 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 jest 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 kliwskich warstw menilitowych w południowo-wschodniej strefie fałdu Wałkowej. 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 istnieje dwa otwory wydobywcze. W złożu tym wyróżniono dwa horyzonty ropone na głębokości od 300 do 500 m. Występuje tu lekka ropa parafinowa o ciężarze właściwym 0,84–0,85 g/cm³ i zawartości parafiny od 1 do 14%. Wody złożowe są solankami zmineralizowanymi typu wodorowoglanowo-sodowego. Piaskowce kliwskie 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), obecnie 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 Wałkowej. Zostało ono odkryte w 1959 r. odwiertem Stebnik 1. W latach 1960–1961 wykonano kolejne dwa otwory, z których tylko odwiert Stebnik 3 uzyskał przyływ ropy naftowej i został włączony do eksploatacji. Z uwagi na niewielkie przykławy ropy, jakie uzyskano z tych otworów, dalsze wiercenia w tym rejonie zastały zaniechane. Złożo to związane było z serią piaskowców warstw kryniskich (oligocen/miocen) oraz z serią warstw hieroglifowych (eocen). Horyzonty ropone w warstwach kryniskich 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 odwiertny 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 kopalni. Woda złożowa wydobywana wraz z ropą zatłaczana jest powtórnie do złoża przeznaczonych 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 górach zbocza Gromadzy, 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. Główną odcinką 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 geologicznej 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 facyjnie warstw krynoidalnych, zaliczane do centralnego synklinorium karpackiego (płaszczowina 1 ska). Piaszkowce dolnych warstw krynoidalnych, odsłaniają się na powierzchni, budując ciany 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 krynoidalnych. Są to piaszkowce gruboławicowe, drobno- lub średnioziarniste, popielatoszare, zwietrzałe o jasno ołtej barwie, tworzą tutaj ciany skalne o długości około 60 m i wysokość do 30 m. Odsłonięcie to znane pod nazwą Kamie 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 krynoidalne) w Myczkowcach nad Sanem. Odsłonięcie tworzy stromą cianę skalną nad korytem rzeki, po prawej stronie, około 1 km na północ od zapory na Jeziorze Myczkowskim. Ciana skalna ma długość około 600 m i wysokość od 40 do 80 m.

W ród lasów pomiędzy Myczkowcami i Orelcem, na wschodnim stoku wzniesienia Michałowiec (472 m n.p.m.) znajduje się niewielka skałka zbudowana z piaskowca (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 krynoidalnych. 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 wi tomarskich dewonu środkowego Gór wi tokrzyskich

W regionie łysogórskim Gór wi tokrzyskich, pomiędzy węgłowymi osadami warstw skałkich i pokrzywiaskich (lub iłowcowymi warstwami nieczulickich), występują terygeniczne warstwy wi tomarskie. Rozpoznano je na obszarze synkliny bodzentyńskiej, od okolic Wzdółu na zachodzie, do rejonu Skała 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 wi tomarskich miała miejsce w ywecie, w poziomie *varcus* środkowy. Mułowce i piaszkowce warstw wi tomarskich leżą w cięgłości sedymentacyjnej na łupkach marglistych i iłowcach, z pelagiczną fauną goniatyfów i łodzików warstw skałkich. We wschodniej części synkliny bodzentyńskiej, w stropie warstw wi tomarskich występują kilka metrów mułowców z warstwami piaszkowców wapienistych i wapieni piaszczystych, które wycięją w profilu przechodzą w wapienie ogranodetrytyczne i organogeniczne warstw pokrzywiaskich. W zachodniej części regionu, mułowce warstw wi tomarskich przechodzą w stropie w poziomo laminowane czarne iłowce z fauną goniatyfów i styliolin warstw nieczulickich.

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

daj ce wiekowo warstwom wi tomarskim wyrónione zostały jako warstwy niaty skie. W takiej samej pozycji stratygraficznej jak na Lubelszczy nie występują silikoklastyczne osady w profilu dewonu okolic Pełczy na Wołyniu.

rodowisko sedymentacji warstw wi tomarskich określano dotychczas na płytkomorskie, sublitoralne. Wskazywana to miała obecność szczątków flory, bentoniczna fauna liliowców, ramienionogów, koralii, ukwiałów, limaków i małuszków oraz ich usytuowanie pomiędzy gwałtownymi osadami warstw skałskich i pokrzywiarskich. Ławice piaskowcowe warstw wi tomarskich interpretowano jako tempestyty — osady sedymentacji sztormowej, których środowisko sedymentacji określano jako niegłębsze od podstawy falowania (Orłowski, Radwański, 1986).

W profilu warstw wi tomarskich wyróżniono następujące odmiany fałdowe osadów:

Piaskowce rednio- i gruboławicowe. Są to piaskowce drobnoziarniste o grubości ławic od kilkunastu do 50 cm rozdzielone podobnej grubości warstwami mułowców. W dolnych częściach ławic materiał detrytyczny jest najczęściej uziarniony frakcjonalnie, wydzielony poziomo laminowany, a w stropie przekłanianie w małej skali. Na powierzchniach występują odlewy struktur prądowych, których wielkość jest proporcjonalna do grubości ławic. Na powierzchniach stropowych obecne są riplemarki prądowe. Osady tej facji obejmują kilkumetrowe odcinki profilu. Następnym interwałom depozycyjnym tworzących poszczególne ławice odpowiada elementom sukcesji Boumy (Tabcde, Tbcde, Tcde) i jest charakterystyczne dla osadów turbidytowych. Frakcja materiału ziarnistego oraz grubość ławic wskazują, że te z nich powstały z niskogłębokościowych prądów zawieszinowych, a grubsze — z głębszych.

Piaskowce cienkoławicowe. Facja ta złożona jest z piaskowców drobnoziarnistych, 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 przekłanianie w małej skali, lub w całej objętości warstw występują zestawy laminowane przekłanianie o kilkunastometrowej grubości, rozdzielone powierzchniami erozyjnymi. Warstwy najczęściej utworzone są z materiału piaszczystego laminowanego przekłanianie w małej skali. Facja ta obejmuje kilku-, kilkunastometrowe odcinki profilu. Wyróżniają się obecnością zrośniętych taksonomicznie skamieniałości ławicowych, głównie predepozycyjnych, oraz różnej wielkości strukturami prądowymi (hieroglify wlezeniowe, jamki wirowe, bruzdy erozyjne) na powierzchniach ławic. Piaskowce cienkoławicowe powstały w efekcie depozycji z niskogłębokościowych turbidytów.

Piaskowce z litoklastami. Facja ta rozpoznana została w dolnej części warstw wi tomarskich. Reprezentowana jest przez piaskowce drobnoziarniste, 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 wydzielonych częściach ławic obecne są liczne litoklasty łańcuchowców o kilkunastometrowej wielkości. Spółgłębokościowe 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 splotów kohezyjnych o charakterze *debris flow*.

Piaskowce osuwiskowe. Występują w różnym natężeniu w obrębie całej sekwencji warstw wi tomarskich. Najczęściej reprezentowane są w postaci ławic osuwiskowych — ześlizgowych, wykształconych w formie zwiniętych na kształt rolady cienko- i rednioławicowych 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 sploty grawitacyjne. Synsedymenacyjna deformacja osadów miała miejsce w trakcie ześlizgiwania się słabo zdiagenezowanych piaskowców i mułowców po nachylnym dnie zbiornika.

Mułowce. Facja ta stanowi znaczny udział w sekwencji warstw wi tomarskich. 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 pogrzebionych riplemarków i małych struktur fałdowych. W mułowcach występują rozproszone szczątki liliowców, ramienionogów, koralii, limaków i małuszków. Facja ta obejmuje odcinki profilu o grubości od kilkudziesięciu centymetrów do kilkunastu metrów.

Piaskowce wapniste i mułowce. Osady należą do tej facji złożone są z drobnoziarnistych 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 gałkowych tabulatów. Facja ta obejmuje około 6-metrowy odcinek profilu stropowej części warstw wi tomarskich we wschodniej części synkliny bodzentyńskiej.

Wyniki badań petrograficznych

Z porównania cech petrograficznych piaskowców warstw wi tomarskich i warstw niaty skich z obszaru lubelskiego wynika, że jako ciowy skład oraz proporcje komponentów ziarnistych i spoiwa, są w dużej części analogiczne. Głównym składnikiem ławic piaskowców stanowi drobnoziarniste 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, przebiegu 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 rednim obtoczeniu ziarn kwarcu mo na wi za z inwersj strukturaln charakterystyczn dla rodowiska o du ej energii transportu.

Pozycj geotektoniczn obszarów ródłowych dostarczaj cych materiał dla piaskowców okre lono na podstawie trójk tnych diagramów wg Dickinsona i in. (1983). Badane próbki piaskowców z regionu wi tokrzyskiego i lubelskiego wskazuj , e ródłem dla powstania piaskowców w obu regionach był reaktywowany orogen zbudowany ze skał silikiklastycznych oraz kratoniczna strefa bloku kontynentalnego.

Uwagi ko cowe

Pomiary struktur pr dowych wyst puj cych na sp gowych powierzchniach piaskowców warstw wi tomarskich wskazuj na wschodni i południowo-wschodni kierunek dostawy materiału terygenicznego do zbiornika łysogórskiego. Osady warstw wi tomarskich deponowane były głównie przy udziale pr dów zawieszinowych o ró nej g sto ci. Cz osadów akumulowana była w formie spływów chaotycznych o charakterze osuwiskowym oraz w postaci *debris flow*. rodowiskiem sedimentacji był najprawdopodobniej peryferyjny rejon podmorskiego sto ka. Na obszarze synkliny bodzenty skiej, sedimentacja osadów warstw wi tomarskich zachodziła w rodowisku gł bokomorskim w okresie jego najwi kszego przegł bienia, a nie spłycenia jak dotychczas przyjmowano. Pojawienie si w regionie łysogórskim gł bokomorskich osadów ju na pograniczu warstw skalskich i wi tomarskich wskazuje, e z ogóln o wiatowym zdarzeniem transgresywnym ze rodkowej doby *varcus*, okre lanym jako IIB w schemacie Johnsona i in., (1985) nale y korelowa pocz tek sedimentacji warstw wi tomarskich a nie warstw nieczulickich jak dot d uwa ano (Racki, 1997).

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

Posiedzenie odbyło si w dniu 26 wrze nia 2007 r.

Jan MALEC

Osady kambru w kamieniołomie Podwi niówka

Nieczynny kamieniołom Podwi niówka położony jest w odległo ci kilkuset metrów na południowy wschód od czynnego wyrobiska Wi niówka Du a. Na cianie zachodniej i wschodniej kamieniołomu, oddalonych od siebie o około 200 m odsłaniaj si silikoklastyczne utwory kambru formacji piaskowców z Wi niówki, obejmuj ce ponad 100-metrowe sekwencje skalne. Zasadnicz ich cz tworz gruboławicowe piaskowce kwarcytowe z podr dnym udziałem cienkoławicowych piaskowców i mułowców. Na podstawie analizy sedimentologicznej wyró niono w profilu Podwi niówki cztery (A–D) asocjacje facjalne osadów.

Asocjacja A. Tworz j piaskowce drobnoziarniste, gruboławicowe (ławice o 0,3–15-metrowej grubo ci) najcz ciej 2–3-metrowe. W dolnych odcinkach ławic materiał kwarcowy jest nieuporz dkowany, za w stropowych, w zale no ci od grubo ci ławic — laminowany poziomo na przestrzeni 0,5–3 metrów. Cz ławic o grubo ci 80–100 cm jest w całej obj to ci poziomo laminowana. W obr bie gruboławicowych piaskowców powszechne jest wyst powanie powierzchni amalgamacji. Sp gi ławic o erozyjnym, nierównym reliefie, cz sto cinaj i usuwaj do ró nej gł boko ci stropowy odcinek poziomo laminowanych osadów ni ej le cej ławicy. Sekwencje zło one wył cznie z piaskowców gruboławicowych, pozabawione przewarstwie łupkowych osi gaj do 28 metrów grubo ci. W stropowej cz ci niektórych ławic o grubo ci około 5 metrów obecne s koliste zagł bienia wirowe o rednicy 25 i gł boko ci 6 cm. Liczne s ławice o 80–100 cm grubo ci, granicz ce bezpo rednio ze sob , które zmniejszaj swoj grubo w przeciwnych kierunkach lub ulegaj całkowitemu wyklinowaniu na kilkumetrowych odcinkach. W kilku fragmentach profilu, pomi dzy ławicami piaskowców (o grubo ci 1,5–2 m) stwierdzono wyklinowane warstwy czarnych ilowców i mułowców (o grubo ci od kilku do kilkunastu centymetrów). W wyrobisku Podwi niówki wyró niono 4 asocjacje piaskowców gruboławicowych o mi szo ci od 6 do 28 m. W obr bie całego kamieniołomu jest ich najprawdopodobniej o kilka wi cej, poniewa w południowej jego cz ci, o fragmentarycznym stopniu odsłoni cia skał, widoczne s ławice piaskowców gruboławicowych nale cych do omawianej asocjacji facjalnej.

Asocjacja B. Zło ona jest z piaskowców drobnoziarnistych od cienko- do gruboławicowych z cienkimi przewarstwie niami czarnych ilowców i mułowców. Asocjacja ta obejmuje 3–3,5-metrowe odcinki profilu, które w sp gu i stropie granicz z gruboławicowymi piaskowcami asocjacji A. Tworz j głównie rednioławicowe piaskowce o 10–30 cm grubo ci warstw (pojedyncze do 40 cm), rozdzielone 10–30 cm grubo ci osadami cienkoławicowych piaskowców i mułowców. Najcie sze warstwy piaskowców (0,5–1,5 cm) s najcz ciej nieci głe o soczewkowatym kształcie. W dolnej cz ci ławic

piaskowców cienko- i rednioławicowych materiał kwarcowy jest poziomo laminowany, a w stropie na odcinku do kilku centymetrów — laminowany przek tnie w małej skali. Powierzchnia stropowa piaskowców pokryta jest riplemarkami pr dowymi, głównie j zykowatymi. rednioławicowe piaskowce wykazuj cz sto znaczny spadek grubo ci na odcinku kilku metrów. Cz s siednich ławic rozdzielonych cienkimi warstwami mułowców jest wyklinowana w przeciwnych kierunkach, przechodz c obocznie w czarne mułowce. Obecne s pojedyncze ławice o grubo ci do 20 cm o charakterze osuwiskowym. W dolnej cz ci profili omawianej asocjacji wyst puj pojedyncze ławice piaskowców gruboławicowych (0,6–1,2 m) z erozyjn granic sp gow , z których najgrubsza jest amalgamowana w cz ci rodkowej. W dolnych partiach tych ławic materiał kwarcowy jest bezstrukturalny, w stropie na odcinku 25–50 cm laminowany poziomo, a wy ej w obr bie kilkucentymetrowego interwału — przek tnie laminowany w małej skali. W obr bie omawianej asocjacji, stosunek piaskowców do mułowców wynosi od około 4:1 do 6:1.

Asocjacja C. Zło ona jest z ciemnoszarych i czarnych iłowców oraz mułowców poziomo laminowanych z udziałem cienkoławicowych piaskowców. Te ostatnie reprezentowane s głównie przez warstwy o grubo ci 0,5–10 cm, laminowane poziomo, a w stropie przek tnie w małej skali, z riplemarkami pr dowymi na powierzchni stropowej. Najcie sze warstwy piaskowców, nieci głe o soczewkowatym kształcie wyst puj w górnej cz ci omawianej asocjacji, gdzie zdecydowany udział mi szo ciowy maj osady ilasto-mułowcowe. Asocjacja ta wyst puje bezpo rednio w stropie ostatniej asocjacji piaskowców gruboławicowych w kamieniołomie Podwi niówki. Mi szo ich wynosi około 12 m.

Asocjacja D. Reprezentowana jest głównie przez piaskowce drobnoziarniste, rednio- i cienkoławicowe z przewarstwieniami jasnoszarych mułowców. W cz ci sp gowej ławic wyst puje laminacja pozioma materiału kwarcowego, a w stropie przek tna w małej skali. Na powierzchni stropowej obecne s riplemarki pr dowe. Wyst puje tu równie oboczne zmniejszanie grubo ci ławic piaskowcowych. Na powierzchniach sp gowych grubszych warstw piaskowcowych wyst puj struktury pr dowe. W obr bie mułowców obecne s cienkie laminy piaszczyste o soczewkowatym kształcie. Utwory reprezentuj ce t asocjacji facjaln , o niepełnej kilkunastometrowej mi szo ci stwierdzono w stropie asocjacji C, w najwy szej partii profilu Podwi niówki. Ich wy sza cz jest przykryta zwietrzelin .

Interpretacja. Asocjacja facjalna piaskowców gruboławicowych obejmuje osady pr dów zawieszonych o wysokiej g sto ci spływu, deponowanych w centralnych partiach podmorskich kanałów. wiadczy o tym brak przewarstwienie łupkowych pomi dzy ławicami piaskowców, obecno ławic amalgamowanych oraz gł bokie rozmycia erozyjne w stropowych cz ciach ławic. Dolne partie grubych ławic piaskowcowych o uziarnieniu nieuporz dkowanym s efektem depozycji z przepływu turbulენტnego, natomiast górne, o poziomej laminacji z pr dów trakcyjnych. Kolistе zagł bienia obecne w stropowych odcinkach niektórych grubych ławic nale do struktur wirowych powstałych na skutek silnych zawirowania piaszczystego osadu w ko cowym etapie jego depozycji. Osady asocjacji B były deponowane w brze nych cz ciach kanałów. Wskazuje na to du y udział wyklinowanych w przeciwnych kierunkach rednioławicowych piaskowców oraz obecno rozdzielaj cych je facji cienkoławicowych piaskowców i mułowców. Mechanizmem depozycji były pr dy zawieszinowe o ró nej g sto ci, oraz pr dy trakcyjne o niskiej energii. Osady asocjacji C reprezentuj sekwencj mi dzykanałów , o małej energii rodowiska ich sedimentacji wiadczy obecno niskog sto ciowych turbidytów oraz du y udział osadów facji ilasto-mułowcowej. Osady asocjacji D reprezentuj sekwencj utworzon w wyniku depozycji turbidytowej na obszarze wałów kanałowych, najprawdopodobniej w ich proksymalnej cz ci.

W profilu kambru Podwi niówki wyst puje około 5 nało onych na siebie sekwencji kanałowych, rozdzielonych jedynie cienkimi seriami osadów obrze y kanałów. Szeroko poszczególnych kanałów mo na szacowa na 200–300 m. W centralnej cz ci kamieniołomu utwory kanałowe obejmuj ponad 100-metrow ci gł seri osadów, w obr bie której sukcesje pojedynczych kanałów osi gaj do 30 metrów grubo ci. Najgrubsze, około 15-metrowe ławice piaskowcowe wyst puj ce w górnej cz ci profilu zachodniej i wschodniej ciany wyrobiska, reprezentuj najprawdopodobniej osady kilku aktów depozycyjnych rozdzielonych powierzchniami amalgamacji w obr bie tego samego kanału. W starszych kompleksach nie zidentyfikowano pojedynczych ławic przechodz cych na przeciwległ cian kamieniołomu. Fakt ten wynika ze specyfiki sedimentacji osadów kanałowych, charakteryzuj j bowiem oboczne zmiany mi szo ci gruboławicowych piaskowców oraz ich amalgamacja, a w brze nych partiach kanałów wyklinowywanie do piaskowców rednio- i cienkoławicowych z udziałem osadów ilasto-mułowcowych. Sekwencja osadów formacji piaskowców z Wi niówki odsłoni ta w Podwi niówce, w le cym na zachód nieczynnym wyrobisku Wi niówka Mała, oraz w kamieniołomie Wi niówka Du a, reprezentuje utwory wchodz ce w skład tego samego podmorskiego sto ka, który mo na wyró ni jako sto ek Wi niówki. Z dotychczasowych bada wynika, e ni sz i rodkow cz sto ka buduj głównie gruboławicowe piaskowce kanałowe z podrz dnym udziałem sekwencji mi dzykanałowych, natomiast w górnej — osady pozakanałowe (wałów kanałowych i mi dzykanałowych), które przewaja nad sekwencjami kanałowymi. Wzrost udziału osadów mułowcowych w górnej cz ci sto ka wskazuje, e w pó nym kambrze nast pił wyra ny spadek dostawy do zbiornika materiału terygenicznego frakcji piaszkowej. Przyczyn tego mogło by zmniejszenie aktywno ci tektonicznej obszaru ródlowego, podniesienie wód oceanicznych lub udział obu tych czynników równocze nie.

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

Posiedzenie odbyło si w dniu 21 listopada 2007 r.

Jan MALEC

Osady chaotycznych spływów grawitacyjnych w kambrze z rejonu Wi niówki

W profilu kambru kamieniołomu Wi niówka Du a, w ród utworów o niezaburzonym nast pstwie warstw, zwi zanych z sedymentacj na obszarze gł bokomorskiego sto ka, powszechne s osady chaotycznych spływów grawitacyjnych zakłócaj cych ci głó ich sedymentacji. Wyst puj one głównie w górnej cz ci sukcesji formacji piaskowców z Wi niówki, zaliczanej uprzednio do formacji łupków z Klonówki. Osady te rozmieszczone s nieregularnie w obr bie kilku, kilkunastometrowych asocjacji facjalnych utworzonych głównie z cienkoławicowych piaskowców i mułowców lub czarnych iłowców i mułowców, rozdzielonych asocjacjami facjalnymi zło onymi ze rednioławicowych piaskowców i mułowców oraz zwartych kompleksów piaskowców gruboławicowych. Asocjacji cienkoławicowych piaskowców i mułowców tworzą głównie 0,5–10 cm warstwy piaskowców, rednioławicowe, poziomo i/lub przek tnie laminowane materiałem kwarcowym, z riplemarkami pr dowymi na powierzchni stropowej. Struktury sedymentacyjne tworzą ce cienkoławicowe piaskowce s charakterystyczne dla niskog sto ciowych turbidytów, powstałych przy udziale pr dów trakcyjnych z górnego i dolnego re imu przepływu. Osady ilasto-mułowcowe s poziomo laminowane, cz sto z udziałem cienkich lamin piaszczystych. Do najbardziej pospolitych osadów chaotycznych spływów grawitacyjnych nale ławice piaskowcowe o charakterze osuwiskowym reprezentowane przez zsuwy i ze lizgi oraz tocze ce osuwiskowe, warstwy mułowców chaotycznych i struktury wirowe.

Zsuwy

Nale do nich ławice piaskowców kwarcytowych lub zespoły ławic o niezaburzonej budowie wewn trznej. S one utworzone z drobnopiękarnego materiału kwarcowego, najcz ciej laminowanego poziomo, rzadziej o uziarnieniu nieuporządkowanym w dolnej, i laminacji poziomej, w górnej cz ci ławic. Wyst puj na ogół w postaci pojedynczych litoklastów rozmieszczonych na jednej lub dwóch s iadaj cych ze sob powierzchniach sedymentacji. Maj mniej lub bardziej wydłużony kształt, najcz ciej równ powierzchni sp gow i zaokrąglone ko ce. Na zsuni tych warstwach piaskowców le zgodnie sedymentacyjnie mułowce i cienkoławicowe piaskowce. Zsuwy piaskowców o grubo ci kilkunastu centymetrów i długo ci od kilkadziesiąt centymetrów do kilku metrów, urywają si w obr bie mułowców, gdzie w cz ci dystalnej s cz sto podgi te ku górze. Najwi kszymi zarejestrowany zsuw obejmuje seri skał o około 2-metrowej grubo ci i 7-metrowej długo ci. Jest on zło ony głównie ze rednioławicowych piaskowców z przewarstwieniami mułowców i iłowców, ma kształt zwartej du ej soczewy, która z niezgodno ci erozyjną w sp gu, tkwi w obr bie cienkoławicowych piaskowców i mułowców. Sp gowa powierzchnia zsuwu jest wypukła, z wygi tymi i silnie wyprasowanymi warstwami piaskowców. Najwi ksze rozmiary pojedynczych zsuni tych ławic o niezaburzonych strukturach wewn trznych i płaskiej powierzchni sp gowej dochodzą do 4-metrowej długo ci i 90-centymetrowej grubo ci. W cz ci dystalnej, na skutek zsuwania si po pochyło ci dna, zaburzają przed ich czołem słabo zdiagenezowane cienkoławicowe piaskowce i mułowce, deformuj c je w formie wypię trzonego zgrubienia, które wygasa stopniowo w odległo ci kilkadziesiąt centymetrów od czoła zsuwu.

Ze lizgi

W przeciwie stwie do zsuwów, ze lizgi charakteryzują si wewn trzn dezorganizacją osadów, z silnie zdeformowaną powierzchnią sp gow . Zło one s z zaburzonych ławic piaskowcowych, cz sto z udziałem inkorporowanych fragmentów warstw ilasto-mułowcowych. Granic erozyjnie zle cymi ni ej cienkoławicowymi piaskowcami i mułowcami. Pojedyncze ze lizgowe struktury osuwiskowe obejmują ławice lub zespoły ławic o grubo ci od kilkunastu do ponad 100 centymetrów i długo od kilku do ponad 15 metrów. W niektórych partiach profilu wyst puj w postaci ponasuwanymi na siebie i spi trzonych fragmentów ławic piaskowców cienko- i rednioławicowych. Stwierdzono struktury ze lizgowe utworzone z przekształcenia 30 cm grubo ci ławic o charakterze zsuwów. Te ostatnie, w cz ci dystalnej przechodzą obocznie w struktur osuwiskow (ze lizgow) o grubo ci do 85 cm, zbudowan ze zrolowanej i zdeformowanej ławicy piaskowcowej. Cz warstw ze lizgowych o redniej grubo ci, na widocznych 5-metrowych odcinkach profilu ulega wyklinowaniu i zatrzymaniu w obr bie mułowców. W sp gu s silnie zdeformowane w postaci ró nej wielko ci bulastych wybrzusze , wałkowatych zgrubie i rowkowatych zagł bie o du ej deniwelacji. Inne, zło one z warstw o grubo ci 60 cm, o silnie zdeformowanej cz ci sp gowej, w partii dystalnej s podgi te ku górze, gdzie tkwi w obr bie mułowców i iłowców. Na takich ławicach osuwiskowych obserwowano le ce bezpo rednio wy ej kolejne warstwy ze lizgowe o grubo ci 15 i 60 cm oraz długo ci około 5 metrów, które zostały wyhamowane i zamro one około 1 metra dalej na skłonie. W cz ci dystalnej tkwi one w obr bie mułowców, gdzie s wyklinowane i podgi te łukowato ku górze. Cie sze z nich, o grubo ci 15–20 cm, w cz ci dystalnej s poroziwane na 20–30-centymetrowe fragmenty, rozdzielone kilkucentymetrowej grubo ci ilasto-mułowcowym osadem.

Toczece 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 zwilżone 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 ilowcowo-mułowcowe poziomo laminowane, o grubości do kilku cm i długości od kilku do 25 cm. Mają one nieregularny kształt, najczęściej wydłużone, czysto wygięte, generalnie rozmieszczone dłuższymi osiami mniej lub bardziej równoległe do powierzchni uławicenia. Warstwy mułowców typu *mud flow* i *debris flow* występują w ród cienkoławicowych piaskowców i mułowców z granic erozyjnych w spogu. W obrębie asocjacji facjalnej cienkoławicowych piaskowców i mułowców stwierdzono dwie ławice mułowców chaotycznych typu *mud flow* i jednego 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 i wyraźniej spogową, 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 wewnątrz struktur wirowych. Cech charakterystyczny jest obecność w ich wnętrzu równoległego 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 grubości, które podczas zlizgiwania uległy deformacjom plastycznym. Odcinki profilu ze strukturami osuwiskowymi w postaci zsuwów i zlizgów 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 silnym 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 G. GOL

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 złota 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 złota,

wspomniane towarzystwo akcyjne zobowi zywało si do odsprzeda y soli Bankowi Polskiemu w cenie 5 zł za centnar przez 50 lat (Kosi ski, 1884).

Rost wykonał wiercenia koło Siewierza (297 m), w Tuczej Babie (obecnie Tucznawa, dzielnica D browy Górniczej), gdzie odwiert osi gn ł gł boko 259 m oraz w N kanowicach (obecnie cz Nowego Brzeska w woj. małopolskim). Otwór wierniczy w N kanowicach osi gn ł najwi ksz w owym czasie gł boko w Królestwie Polskim (około 453 m), kontynuowanie wiercenia uniemo liwiła jednak awaria (zakleszczenie widra). W rejonie Siewierza i Tuczej Baby, Rost spodziewał si zło a w utworach triasowych, w N kanowicach — w utworach trzeciorz dowych. Omawiane prace poszukiawcze nie przyniosły pozytywnych wyników zło owych. Rost wykazał si jednak du wiedz geologiczn i znakomitymi umiej tno ciami wierniczymi.

Po rozwi zaniu wspomnianego towarzystwa akcyjnego Bank Polski mianował w 1840 r. Augusta Rosta dyrektorem warzelnii soli w Ciechocinku i powierzył mu kontynuowanie tam robót poszukiawczych. Warzelnia w Ciechocinku prowadziła przemysł (acz bardzo niewielk) produkcj od 1832 r. Solanki znane były tu ju w redniowieczu (Ciechocinek powstał w miejscu osady i grodu o nazwie Sło sk). Pozytywne wiercenia wykonał w Ciechocinku w 1806 r. radca górniczy S. Miel cki, a kolejne, od 1824 r. profesor Szkoły Akademiczno-Górniczej w Kielcach radca górniczy Jan Jakub Graff (Pusch, 1836). Graff zaprojektował te słynne ciechoci skie t nie. Prace A. Rosta w Ciechocinku zostały uwiecznione odkryciem solanki o st eniu wi kszym ni znane dotychczas.

W 1840 r. August Rost opublikował w Berlinie prac „*Beitrag zur Geognosie von Süd-Polen*”, zawieraj c m.in. opis wiercenia w N kanowicach. Na krytyczn ocen tej pracy przez Ludwika Zejsznera (1841) odpowiedział w 1842 r. artykułem opublikowanym na łamach *Biblioteki Warszawskiej* pt. „*O prawdopodobie stwie odkrycia soli i solanek w Królestwie Polskiem*”. Praca ta spotkała si równie z krytyk Zejsznera (1843). Trzeba tu jednak doda , e prace poszukiawcze realizowane pó niej, w latach 1857–1859, według koncepcji L. Zejsznera te nie przyniosły sukcesu. W 1843 r. Rost opublikował w Erfurcie (ró ne ró dła podaj jako miejsce wydania tak e Toru i Berlin) prac „*Bohrhäuser der Saline Ciechocinek in Polen*”. W pracy tej znajduje si m.in. pierwsza wzmianka o idei wolnospadowych no yc wierniczych.

Sukcesem zako czyły si podj te przez Rosta poszukiwania zło soli w Prusach (obecnie Turyngia). Rozpocz te w 1845 r. prace koło Arnstadt doprowadziły do odkrycia zło a soli w 1849 r. Powstała tu firma „Saline Arnshall” i zdrojowisko. Ze wzgl du na zasługi dla Erfurtu imi Augusta Rosta (August-Rost-Stras e) nosi od 1947 r. jedna z ulic tego miasta. W 1839 r. Rost opublikował broszur „*Neue Quellen der Erfurter Industrie*”, przewiduj c mo liwo udokumentowania zło a soli koło Erfurtu. Stało si to w 1854 r. (Johannesfeld) i od 1862 do 1916 r. działała tu Królewska Fabryka Soli. Wspomniane tury skie zło a soli wyst puj w triasie.

Na wyniki prac Rosta powołuje si wielokrotnie (cho polemizuje niekiedy z ich autorsk interpretacj) Jerzy Bogumił Pusch w wydanej pó miertnie pracy (Pusch, 1881). Krótkie hasło biograficzne dotycz ce Augusta Rosta znalazło si w Encyklopedii Powszechnej Orgelbranda, we wszystkich jej trzech, ró nych obj to ciowo wersjach.

Mało znany jest fakt, e August Rost był pierwszym badaczem, który okre lił permski wiek wapieni kajetanowskich, odślaniaj cych si na północ od Kielc, stanowi cych jedn z odmian wi tokrzyskich marmurów. Wapienie te zostały odśloni te przy budowie szosy Warszawa–Kielce–Kraków, kiedy trakt — zamiast jak dawniej przez Zagna sk — poprowadzono u podnó a Wi niówki. O tym odkryciu tak pisze Pusch: „...Rost pierwszy znalazł w nim [w wapieniu z Kajetanowa — J. G gol] 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. G gol] stwierdził to oznaczenie na zasadzie porównania tej muszli przewodniej cechsztejnu z podobnymi muszlami pochodz cymi z innych miejscowo ci...” (Pusch, 1882).

Zapomniana posta geologa i wiernika Augusta Rosta wydaje si godna przypomnienia, a jego działalno i publikacje bli szego poznania i historycznej oceny.

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

Posiedzenie odbyło si 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 ciekowych 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 Wiłczynie 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 holocenicznych 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 plejstoceńskie holoceniczne 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 żwałowe tworzą warstwy praktycznie nieprzepuszczalne (występują przewarstwienia) na głębokości 40–95 m, według przekroju hydrogeologicznego z 1983 r. wykonanego przez Instytut Hydrotechniki Politechniki Gdańskiej. Poniżej znajduje się drugie, kredowe piaski wodonośne z tzw. „anomalią uławską” związane z występowaniem fluoronowych 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 ich poziom stale się podnosi. Faktem jest, że na uławach 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 ich znaczeniu troficznym.

Wskazane jest wykonanie co najmniej kilku wierceń 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, zawierających 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 ciekowych, zrzucanych

na hałd 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 (rowy wewnętrzne, rowy zewnętrzne, rowy melioracyjne, zbiornik retencyjny) na tereny rolnicze – ulaw 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 mikroplastycznym 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 ciekowych 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 deszczów, które wypłukują te składniki z warstwy powierzchniowej składowiska, a także infiltrują w jego głębię (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 ulawach, 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 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 siedlwie 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 przecie hałdą traktuje się jako budowlę ziemną, w pobliżu której mieszkają ludzie, a strefa ochronna wynosi zaledwie 300 m. Faktem jest, że pierwiastki promieniotwórcze o zblizonym promieniu jonowym do jonu wapnia mogą podstawić 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 ulaw, a także do Gdańska, zalewając od kierunku wiatru, jego nasilenia oraz rzeźbę 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 hałd komunalnych osadów ciekowych 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 ciekowe ulegają mineralizacji i zależnie od warunków klimatycznych przyczyniają się do zapylenia środowiska. Zgodnie z pomiarami przeprowadzonymi przez WiO, 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 ciekowych 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 przylegającym do brzegów jezior i cieków, na terenach podtopionych i bagiennych, a także właśnie nie znajdujących 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.

Podkrelić należy, że GZNF wytwarzają nawozy fosforowe na licencji USA, a według Amerykańskiej Agencji Ochrony 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 Wiłki, 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 fluoru 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 w składowisku jest usytuowane na gruntach plastycznych i mikroplastycznych.

W dyskusji brali udział: Z. Borkowski, 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 Zagłębia Ska (NW części Gór w tokrzyskich)

W ciągu ostatnich stu lat pojawiły się różne koncepcje co do budowy północno-zachodniej części Gór w tokrzyskich i ich tektogenezy. W paleozoiku istniały dwa odrębne obszary paleogeograficzne, bardzo różniące się między sobą (region łysogórski i region kielecki). Kładzie tych regionów odznaczał się odrębnym rozwojem facjalnym. Region łysogórski reprezentował obszar gdzie odbywała się głównie sedimentacja osadów, osiągniętych znacznymi sześcianami, natomiast region kielecki reprezentował obszar, którego sedimentacja wyróżniała się brakiem cięgieł 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 w tokrzyskich i odpowiada regionowi łysogórskiemu.

Celem pracy było zbadanie utworów paleozoicznych i mezozoicznych w rejonie Zagłębia Ska, w NW części Gór w tokrzyskich 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 Barczy i w kamieniołomie „Zachęmie” na Górze Chełmowej oraz w pięciu odsłonięciach we wschodniej części Góry Chełmowej, dotyczyły obserwacji litologicznych oraz pomiarów: położenia warstw, uskoku, powierzchni spłaszczenia i luster tektonicznych. Podczas realizacji badań dokonano 170 pomiarów położenia warstw i 288 pomiarów spłaszczenia. 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 „Zachęmie” wynosi 98/35N. Osady triasu dolnego występują tylko na Górze Chełmowej mają wartość 102/2N.

Uskoki na badanym obszarze można podzielić na dwie grupy. Pierwsze to uskoki ciągłe się na kilkadziesiąt metrów, widoczne w morfologii terenu. Drugą grupę stanowi uskoki, których skrzydła przemieszczone są względem siebie maksymalnie o kilkadziesiąt centymetrów, nie powodując zaburzenia 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. Rejon tektoniczny po dewonie związany był z kierunkiem N–S powodując powstanie systemu ostroknego i ortogonalnego. W utworach piaskowca powstały spłaszczenia cięgiełowe 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 naprężenia 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 korespondują bezpośrednio z podłożem paleozoicznym wykazując ścisły z nim związek. Podobnie przejawia się w położeniu osi synklin, spłaszczeń 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 KRZYMI SKA, Jolanta PARUCH-KULCZYCKA, Radosław PIKIES

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

W czasie prezentacji przedstawiono wyniki najnowszych badań mikropaleontologicznych otwornic oraz towarzyszących im małoraczków 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 sedimentacyjnego, co potwierdzają wcześniejsze badania geologiczne, malakologiczne i paleontologiczne tych osadów (Makowska, 1999, 2001). Przeprowadzone ostatnio kompleksowe badania taksonomiczne, paleogeograficzne i paleoekologiczne, poparte analizami ilościowymi, wykazały, że eemskie zespoły otwornicowe są reprezentowane przez 11 taksonów, z których największą frekwencję osiągały bentoniczne formy borealne takie jak: *Ammonia batavus*, *Elphidium albumbilicatum*, *Elphidium gunteri*, rzadziej ciepłolubne formy luzujskie: *Elphidium williamsoni*, oraz sporadycznie arktyczne *Elphidium excavatum f. clavata*.

Cechem charakterystycznym badanych zespołów otwornicowych jest ich niewielkie zróżnicowanie taksonomiczne oraz przeważający udział taksonów o charakterze kosmopolitycznym i euryfajalnym. Udział w zespołach licznych form młodocianych oraz form wykazujących wyraźną zmienność wewnątrzgatunkową wskazuje na zmienny charakter parametrów środowiskowych, charakterystyczny dla płytkich stref szelfowych. Takie warunki panowały w brzońskiej 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 siedzących 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 nieluzujskiej.

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 utrudniane 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 młodocymorenowych;

- w aluwiach dolin rzecznych i tarasów, w tym w utworach deltowych — uław Wiłanych i tarasu nadmorskiego;
- w stokach napływowych;
- w pradolinach.

Biorąc pod uwagę warunki występowania i związki hydrodynamiczne wód pierwszego poziomu wodonoego wyodrębniono ich poszczególne typy w obrębie strefy aeracji i saturacji. W strefie aeracji są to wody zawieszono i wsiłkowe powszechnie występują na obszarach wysoczyznowych Pojezierza Kaszubskiego, natomiast w strefie saturacji: wody gruntowe pozostają najczęściej w związku hydraulicznym z głębszymi poziomami wodononymi.

W strefie krawdziowej Pojezierza Kaszubskiego stwierdzono różny stopień związania hydraulicznego wód powierzchniowych z wodami podziemnymi. Dolne odcinki rzek wykazują bezpośredni związ z wodami podziemnymi ułtkowych poziomów wodononych. Są one silnie zasilane wodami gruntowymi i wglębnymi. Rodkowe odcinki rzek związane są z wodami gruntowymi, lokalnie również z wodami głębszych poziomów wodononych. 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 uław Wiłanych pierwszy poziom wodono ny związany jest z deltowymi, holocenickimi osadami. W ród mad i namułów występują liczne, nierównomiernie rozmieszczone przewarstwienia zawodnionych piasków drobnoziarnistych, czł stł mułkowatych, z domieszką substancji organicznej. Wspomniane przewarstwienia cechuje zmienna miłszość, od kilkudziesięciu centymetrów do kilkunastu metrów, zmienna wodoprzepuszczalność i zró nicowana rozciłgłość. Zawodnione piaski niekiedy odsłaniają się na powierzchni terenu. Na ogół płytkie piaski serii deltowej ł czł się bezpośrednio z nięj zalegającymi piaszczystymi i piaszczysto-wirowymi osadami holocenu i plejstocenu stanowi cł jeden poł czony plejstoceno-holocenicki poziom wodono ny (Q_{pl-h}) o miłszości 25–40 m. Głębokość zalegania tego poziomu jest zró nicowana, od około 2 do ponad 15 m i zależy od miłszości słabo przepuszczalnych osadów organiczno-mineralnych (gleby, torfy, namuły) występujących w nadkładzie. Graficzne wyznaczenie głębokości zalegania stropu pierwszego poziomu wodono nego jest utrudnione ze względu na du e zró nicowanie litologiczne. Strop wyznacza swobodne zwierciadło wody występujące w piaskach lub też w bliskim sąsiedztwie miłszo nadległych mad, namułów, gdzie zwierciadło jest lekko napięte. Miejscami poziom plejstoceno-holocenicki jest dwudzielny. Płytsza warstwa wodono na oddzielona jest od głębszych partii plejstocenu kompleksem namułów lub mułków.

Stany wód pierwszego poziomu wodono nego na obszarze równiny deltowej są kształtowane naturalnym (rocznym) rytmem wahań oraz czynnikami antropogenicznymi wynikającymi z eksploatacji wód podziemnych i obecności systemów wodno-melioracyjnych. Intensywna eksploatacja wód podziemnych w ułciach komunalnych i zakładowych spowodowała, że powstały dwa rozległe regionalne leje depresji obejmujące wielopiętrowy system wodono ny. 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 ułkłada 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 drena em 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 wodono nym. Charakterystycznymi cechami systemu wodono nego uław jest zró nicowanie ciłnie piezometrycznych w poszczególnych poziomach wodono nych. Miejscami są one wyłsze w głębiej zalegającym poziomie plejstoceno-holocenickim (Q_{pl-h}) niż w warstwach wodono nych 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 ułtylitarnym i badawczym. Ułatwia projektowanie inwestycji zwłaszcza tras komunikacyjnych, umo liwia 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 miłdzynarodowego programu ASTRA.

Należy jednak pamiętać o ograniczeniach w/w mapy. Wynikają one z przy tej definicji PPW (w efekcie pomija niektóre zbiorowiska wód podziemnych), niedostatecznego stopnia rozpoznania warunków hydrogeologicznych, z przy tej 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 a pomiedzy Ustk a Władysławowem

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

Wzmożone 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. Połknięcie 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 zwięzłe budowy geologicznej podbrzeża z procesami abrazyj na wybrzeżu na badanym obszarze. Wykonano mapy zasięgu warstwy dynamicznej na badanym terenie. Określono główne kierunki transportu odbrzegowego i wzdłuż brzegowego.

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 abrazyj nad akumulacją osadów;
- istnieje również możliwość określenia miejsca zalegania warstwy dynamicznej związanej z transportem odbrzegowym i dobrzegowym.

W celu dokładniejszego rozpoznania procesów geodynamicznych konieczne jest prowadzenie profilowania sejsmoakustycznego w tych samych miejscach, w odstępie 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 w tym elemencie 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 Nisy Łużyckiej oraz Baryczy. Łączna wielkość obliczonych zasobów wynosi 108 652 m³/h, z czego 50 167 m³/h to zasoby dyspozycyjne. Pozostała część — 58 485 m³/h stanowi 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 Nisy 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 rodzimodolnej Odry wynoszą 209 577 m³/h, z czego zasoby dyspozycyjne stanowią 39,9% i wynoszą 83 608 m³/h. Na obszarze regionu wodnego rodzimodolnej 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 ujęciach, najwyższe moduły — 9,6 m³/h × km⁻² charakteryzują GWB 67, 88 i 89, zlokalizowane w zlewni Nisy 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 głacic tektonicznych, czwarte zaś GWB reprezentuje górską część Sudetów Wschodnich (fragmenty zlewni Osobłogi i Nisy Kłodzkiej).

W dyskusji brali udział: Z. Cymerman, K. Horbowy, J. Koma, 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 pradolina wrocławsko-bremeska płynęła Odra? Klucz do zrozumienia zjawisk geologicznych zachodzących w rodzimym zlodowaceniu Wisły na Dolnym Śląsku

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

ju 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 fluwioglacjalnych z przed czoła i dolodu 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 i do możliwości odprowadzania wód tym obniżeniem w rejonie Borów Dolnośląskich (Szczepankiewicz, 1972; Brodzikowski, 1978).

Przez wiele lat uważano, że jest to forma powstała przed czołem i dolodu stagnującego na linii wałów: Śląskiego, mułakowskiego i Flëmingu, na Łużykach w czasie zlodowacenia warty. Uformowana po zlodowaceniu się rzeczna nieznacznie zmodyfikowała szerokie pradolinne obniżenie, w znacznej mierze zachowując dawne wypełnienie. Na podstawie badań biostratygraficznych i datowa radiowęglowa 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 z rodzimego odcinka zlodowacenia wisły — plenivistulian (3 stadium krzywej tlenowej).

Kontynuowane badania osadów wypełniających pradolin na obszarze Łużyk 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 datowa ^{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 Łużykach należało 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.

Po redni przesłanki wskazują, że wypełnienie pradoliny wrocławsko-magdeburgskiej na obszarze Polski zachodziło kilkietapowo, dostarczając 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 przepłyłów powodziowych w rodzimym okresie zlodowacenia wisły dostarcza stanowisko rodzimopaleolityczne 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 ostrogu wysoczyzny południowej części tej erozyjnie, a częściowo nadbudowanej przez osady rzeczne. Zatem znajduje się ono na tarasie erozyjno-akumulacyjnym. Analiza składu petrograficznego frakcji wirowej wykazała, że oprócz materiału skandynawskiego występują także klasty sudeckich skał permskich oraz drobne fragmenty skał krzemionkowych i piaskowców 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 szeregu serii rzecznej występują w dwóch horyzontach znaczne ilości kości ssaków oraz artefakty. Ułożenie wyrobów krzemienych wskazuje, że były one tworzone w tym rejonie, a późniejsza ich redepozycja zachodziła na niewielką odległość. Datowanie osadów mineralnych i kości mimo rozbieżności dat (48–117 ka) wskazują, że zarówno kości, jak i osady związane są z wczesnym i rodzimym zlodowaceniem wisły.

Stanowisko archeologiczne we Wrocławiu potwierdza więc szerokie rozprzestrzenienie osadów rzecznych zlodowacenia wisły występujących w pradolinie. Związek osadów wirowych z Odrą sugeruje, że Odra wykorzystwała form obniżenia pradolinnego pod koniec zlodowacenia warty i przez całą interglacjal eemską oraz wiskę zlodowacenia wisły pradolina pełniła rolę doliny. Dopiero pod koniec fazy leszczyńskiej nastąpiła zmiany sieci rzecznej i Odra, Bóbr oraz Nysa Łużycka popłynęły przełomami przez Wał Śląski ku pradolinie warszawsko-berlińskiej.

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

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