

SPIS RZECZY

ZAKŁAD KARTOGRAFII GEOLOGICZNEJ

Marek BRZEZIŃSKI, Mirosław KRAWCZYK, Zofia KRYSIK: Rzadkie zjawiska glacytektoniczne w rejonie Kanigowa, na tle obrazu geologicznego, północnej części Wzniesień Mławskich (informacja wstępna)	3
Dariusz GAŁĄZKA, Marcin ŻARSKI: Zastosowanie urządzeń GPS w kartografii geologicznej	4

ZAKŁAD GEOFIZYKI

Lidia DZIEWIŃSKA, Zdzisław PETECKI: Geofizyczne studium stref tektonicznych Huta Szklana–Szamotuły Inowrocław–Gopło	7
---	---

CENTRALNE ARCHIWUM GEOLOGICZNE

Anna PIĄTKOWSKA, Zbigniew KOWALSKI, Magdalena CZARNOGÓRSKA: Nowe metody teledetekcyjne w badaniach geologicznych na przykładzie GZW, rejon Sosnowca	9
--	---

ODDZIAŁ DOLNOŚLĄSKI

Zbigniew CYMERMAN: Tektonika płyt w ujęciu Trumita	11
Zbigniew CYMERMAN: Czy granaty rotują?	12
Zbigniew CYMERMAN: Ekshumacja skał wysokociśnieniowych	13
Zbigniew CYMERMAN: Tektonika masywu suwalskiego	15
Karolina ORDZIK: Struktura górnego płaszcza w świetle badań tomografii sejsmicznej	16
Magdalena CZYŻOWSKA: Palinostratygrafia osadów dolnokarbońskich Ptasiej Góry w okolicy Wałbrzycha.	17
Stefan CWOJDZIŃSKI: Orogeniza i górotwórczość — spojrzenie ekspansjonisty	18
Karolina ORDZIK: Struktury deformacyjne w koluwiach osuwiskowych wzgórza Guzowata — ich inwentaryzacja i znaczenie dla określenia paleoskłonu	19
Linda SOBOL: Wody podziemne w rejonie Wrocławia — zasoby, zagrożenia jakości oraz możliwości wykorzystania.	20

ODDZIAŁ GÓRNOŚLĄSKI

Anna CHMURA, Lidia RAZOWSKA-JAWOREK, Janusz HAISIG: Badania modelowe warunków hydrogeologicznych obszaru ujęcia wód podziemnych w Adamowicach ze szczególnym uwzględnieniem ewentualnego oddziaływania wydobywania kruszywa naturalnego w Babicach.	21
Jan KWARCINŃSKI: Emisja metanu z systemu złóż węgla kamiennego w Polsce — propozycja nowej metodyki	24
Michał ROLKA: Program komputerowy do oceny emisji metanu z systemu węgla kamiennego	26
Joanna FAJFER, Michał ROLKA: Obowiązki przedsiębiorców w zakresie emisji hałasu i pól elektromagnetycznych oraz ochrony powietrza	28
Anna WANTUCH: Podatność na zanieczyszczenia wód podziemnych GZWP 450 — Dolina rzeki Wisły	30
Jolanta MARKIEWICZ: Biotyty z granitoidów regionu krakowsko-częstochowskiego.	31

ODDZIAŁ KARPACKI

Barbara OLSZEWSKA, Andrzej SZYDŁO: Ciemne utwory polskich Karpat zewnętrznych i ich relacja do mezo-kenozoicznych anoksycznych epizodów w oceanie Tetydy	33
Paweł MARCINIEC, Piotr NESCIERUK, Wojciech RĄCZKOWSKI, Antoni WÓJCIK, Ziemowit ZIMNAL, Wojciech GRANOSZEWSKI, Teresa MROZEK: Ośłona przeciwosuwiskowa w Karpatach — system weryfikacji i oceny zadań	33
Izabela KRZAK: Środowiskowe uwarunkowania do planu zagospodarowania terenów po KZS „Solvay”	35
Ziemowit ZIMNAL, Paweł MARCINIEC: Litotypy glin lodowcowych w strefie maksymalnego zasięgu lądolodu skandynawskiego między Dębicą a Jarosławiem	35
Teresa MROZEK, Simone POLI, Simone STERLACCHINI, Lesław ZABUSKI: Mapa zagrożenia osuwiskowego na przykładzie obszaru testowego okolic Szymbarku, Beskid Niski — wyniki projektu ALARM (część pierwsza)	36
Teresa MROZEK, Piotr NESCIERUK, Wojciech RĄCZKOWSKI, Antoni WÓJCIK, Ziemowit ZIMNAL: Ocena zagrożenia osuwiskowego i ograniczanie jego skutków — wyniki projektu ALARM (część druga)	36
Antoni WÓJCIK, Teresa MROZEK, Wojciech GRANOSZEWSKI: Ekstremalne zjawiska osuwiskowe na przykładzie zlewni Bystrzanki, Beskid Niski — wyniki projektu ALARM (część trzecia)	37
Agata DUCZMAL-CZERNIKIEWICZ, Małgorzata JUGOWIEC-NAZARKIEWICZ, Andrzej SZYDŁO: Granica pliocen/plejstocen w pelagicznych osadach węglanowych — rejon wyspy Réunion, zachodni Ocean Indyjski.	38
Janusz SKULICH: Egzotyczne skały ekstruzyjne w polskich Karpat fliszowych	39
Izabela LASKOWICZ, Katarzyna SOBIK: Programy ochrony środowiska jako instrument strategicznego zarządzania środowiskiem	42
Rafał PAJAŁ: Wstępne wyniki badań ilów miocentrycznych pod kątem ich zastosowania jako barier izolacyjnych	43
Barbara RADWANIEK-BAK, Teresa MROZEK, Izabela LASKOWICZ, Bogusław BAK: Koncepcja mapy terenów podwyższonego ryzyka naturalnego w skali 1:10 000 (dla terenów górskich i podgórskich).	44

ZAKŁAD KARTOGRAFII GEOLOGICZNEJ

Marek BRZEZIŃSKI, Mirosław KRAWCZYK, Zofia KRYSIK: **Rzadkie zjawiska glacitektoniczne w rejonie Kanigowa, na tle obrazu geologicznego, północnej części Wzniesień Mławskich (informacja wstępna)**

Wzniesienia Mławskie leżą w północnej części Mazowsza. Należą one do obszaru starych wysoczyzn polodowcowych i są położone na południe od maksymalnego zasięgu lądolodu stadiału głównego zlodowacenia wisły. Przecinają je zespoły wniesień określanych jako moreny czołowe: tzw. moreny mławskie i moreny ciechanowskie. Ich wiek, a co za tym idzie, także wiek ostatniego lądolodu jaki pokrył i ukształtował Wzniesienia Mławskie jest od lat tematem kontrowersji badaczy czwartorzędu, zwłaszcza zaś kwestia wkroczenia lądolodu wisły na obszar północnej części wzniesień w czasie stadiału świecica.

Odsłonięcie w Kanigowie leży w obrębie płaskiej wysoczyzny morenowej w północnej części Wzniesień Mławskich, na północ od strefy tzw. moren mławskich. Odsłonięcie ukazuje profil górnej części czwartorzędu do głębokości od kilku do około 20 m od powierzchni, na odcinku długości około 150 m ukierunkowanym mniej więcej północ-południe.

W profilu występują 2 kompleksy osadów czwartorzędowych:

Kompleks dolny zbudowany z mułków, piasków oraz żwirów i piasków. Zostały one ruszone z pierwotnego sedimentacyjnego położenia i zalegają obecnie pod kątem około 60–75°. Niemal powszechne, w inwentarzu litologicznym kompleksu dolnego są serie mułkowe, lub drobno-piaszczyste. W referacie przedstawiono zarówno serie dobrze wysortowanych i warstwowanych mułków spokojnej sedimentacji zbiornikowej jak również źle wysortowane serie mułkowe, pochodzące ze spływów do zbiornika materiału wstępnie segregowanego. Pokazano także osady spływów podwodnych z charakterystycznymi deformacjami synsedimentacyjnymi. Wśród warstwowanych serii mułkowych stwierdzono występowanie serii żwirowych i piaszczysto-żwirowych spływów kolizyjnych. W skrajnie południowej części profilu, w kompleksie dolnym występują warstwowane równoległe żwiry i piaski stożków napływowych. Obecność wśród nich warstwowanych równoległe, dobrze wysortowanych drobnych piasków oraz sporadycznie mułków, a także cechy sedimentacyjne serii żwirowo-piaszczystych wskazywałyby na osadzanie subakwalne również części kompleksu dolnego. Osady kompleksu dolnego powstały w proksymalnej części terminoglacjalnego zbiornika jeziornego w bezpośredniej bliskości lądolodu. Nie ma obecnie wystarczających podstaw do określania wielkości tego zbiornika.

Kompleks górny zalega poziomo i niezgodnie na osadach opisanych powyżej. Budujące go osady mają miąższość od 1,5 do 2,5 m. Rozpoczyna go tzw. warstwa deformacyjna zbudowana z fragmentów osadów kompleksu dolnego, przewarstwionych miejscami i nieregularnie, osadami gliniastymi o dużej zmienności litologicznej. Drobne zaburzenia obecne w tej warstwie są charakterystyczne dla procesów zachodzących w stopie lądolodu. Na niej leży glina lodowcowa dolna, masywna, o miąższości dochodzącej do 0,5 m. Lokalnie w obrębie gliny obserwuje się wyraźną rozdzielną, podkreśloną nagromadzeniami związków żelaza. Powyżej gliny lodowcowej leżą bezstrukturalne piaski drobnoziarniste i piaski gliniaste. Deformacje obserwowane w tych piaskach miejscami mają postać dużych tocznic czy też budin, tworząc następną strefę deformacji. Obserwuje się także sytuację, w której glina lodowcowa dolna występuje bezpośrednio pod warstwą żwirów o strukturze masywnej. Kompleks górny wieńczy glina lodowcowa górna o miąższości do 1,5 m, mająca miejscami cechy gliny spływowej. Rozległość zalegania kompleksu górnego nie jest znana. W badanych przez autorów wyrobiskach leżących na południe od Kanigowa osady tego kompleksu nie zostały dotychczas znalezione.

Na licznych przeźroczach zaprezentowano przykłady wszystkich typów deformacji osadów plejstocénskich widocznych we wschodniej ścianie rozległego wyrobiska. Większość z nich to zaburzenia glacitektoniczne, inne mają cechy spływów grawitacyjnych, upłynięć osadu bądź struktur z ociążenia. Prezentowane deformacje zostały sklasyfikowane pod względem rozmiaru, charakteru zniszczenia i genezy. Określono także przypuszczalne mechanizmy i czynniki odpowiedzialne za przedstawioną kinematykę struktur a mianowicie: aktywny posuw lodowca (związane z tym tarcie i wsteczne wleczenie warstw), ciśnienie porowe wód (ułatwiające powstanie drobnych struktur zniszczeniowych, ześlizgów itp.), odprężenie górotworu (wskutek ustąpienia lądolodu, erozji usuwającej nadkład i/lub ruchów neotektonicznych). Omówiono szczegółowo geometrię i charakter fałdów glacitektonicznych widocznych w odsłonięciu. Na podstawie analizy mezostrukturalnej i w odniesieniu do szerszego tła geologicznego

go regionu, zaproponowano wstępny model kinematyczny dla osadów zdeformowanych glaciektonicznie widocznych w odkrywcze Kanigowo. Jest to model wielkoskalowego odklucia cylindrycznego.

Odsłonięcie w Kanigowie może posłużyć do wyjaśnienia kontrowersji dotyczących wieku najmłodszego łądolodu jaki pokrył północne Mazowsze i ukształtował powierzchnię terenu. Autorzy złożyli projekt opracowania, które powinno wyjaśnić wszystkie te niejasności.

W dyskusji brali udział: A. Ber, K. Krupiński, T. Krzywicki, W. Morawski, E. Szykaruk i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 31 marca 2005 r.

Dariusz GAŁĄZKA, Marcin ŻARSKI: Zastosowanie urządzeń GPS w kartografii geologicznej

Tematem referatu było omówienie zastosowania urządzeń GPS w pracach kartograficznych realizowanych w Zakładzie Kartografii Geologicznej.

System nawigacji satelitarnej GPS (Global Positioning System) - formalna nazwa NAVSTAR (Navigation Satellite Timing And Ranging Global Positioning System) umożliwia precyzyjne wyznaczenie położenia punktów. System składa się z 24 satelitów rozmieszczonych na 6 orbitach, głównej stacji nadzoru, stacji monitorujących oraz ogólnodostępnych odbiorników obsługiwanych przez użytkowników systemu.

GPS znajduje często zastosowanie w systemach informacji przestrzennej, ostatnio coraz szerzej w pracach kartograficznych prowadzonych w Państwowym Instytucie Geologicznym.

Zasada działania systemu opiera się na pomiarze odległości pomiędzy satelitą, który porusza się po ściśle wyznaczonej orbicie a odbiornikiem. Znana odległość od satelity lokuje odbiornik na sferze o promieniu równym zmierzonej odległości. Znana odległość od dwóch satelitów lokuje odbiornik na okręgu będącym przecięciem dwóch sfer. Kiedy odbiornik zmierzy odległość od trzech satelitów, istnieją tylko dwa punkty, w których może się on znajdować. Jeden z tych punktów można wykluczyć jako znajdujący się zbyt wysoko lub poruszający się zbyt szybko i w ten sposób wyznaczyć swoją pozycję. Należy tylko poznać odległość od satelitów emitujących bardzo słabe sygnały (o mocy zbliżonej do szumu tła), i to z centymetrową dokładnością. Dokonuje się tego poprzez pomiar opóźnienia sygnału odebranego z poszczególnych satelitów. Odbiornik GPS dysponuje własnym zegarem kwarcowym dlatego wyznaczanie godziny z dokładnością do nanosekund odbywa się poprzez odbieranie sygnału nie od trzech, a od co najmniej czterech satelitów. Można wówczas wyliczyć zarówno rzeczywisty czas, jak i położenie z dokładnością do około 10 m. Pomiar bez użycia technologii różnicowej są obarczone dużym błędem. Wielkość błędu jest trudno przewidywalna; również technologie uśredniania stają się w miarę skuteczne (5–7 metrów) dopiero przy bardzo długich czasach obserwacji. Dokładność standardowa jest wystarczająca tylko do nawigacji, dlatego wymyślono metodę obejścia problemu zakłócania sygnału.

Metodą tą jest pomiar względny DGPS: jeżeli ustawi się odbiornik GPS w ustalonym punkcie, to na skutek zakłócenia sygnału pozycja przez niego wyznaczona będzie się ciągle zmieniać. Jeżeli obliczymy różnicę pomiędzy zmierzoną przez odbiornik pozycją, a pozycją rzeczywistą odbiornika to otrzymamy tzw. wektor błędu. Otrzymane w ten sposób informacje, tzw. dane korekcyjne, odejmuje się od danych odbieranych przez GPS-y dokonujące pomiarów w terenie. Uzyskana w ten sposób pozycja jest tym dokładniejsza, im bliżej znajdują się baza korekcyjna i odbiornik dokonujący pomiarów. W odległości kilkunastu kilometrów od bazy można dokonywać pomiarów geodezyjnych (dokładności centymetrowe); do pozostałych zastosowań wystarczy baza umieszczona w promieniu paru kilometrów (dokładność kilku metrów).

W Polsce są dwie stacje bazowe DGPS — Dziwnów i Rozewie oraz 7 stacji referencyjnych. W dniu 27 września 2004 r. w siedzibie Centrum Badań Kosmicznych Polskiej Akademii Nauk zainaugurowała działalność stacja RIMS — jedyna w Europie Środkowo-Wschodniej i jedna z 34 na świecie stacja monitorująca system wspomagania nawigacji satelitarnej EGNOS (dokładność około 3 m).

W 2004 roku zostało zakupionych ze środków własnych oraz dotacji KBN oraz własnych 8 odbiorników GPS firmy Garmin (7 GPSMAP76S i 1 GPS60CS) oraz 1 odbiornik firmy Trimble GeoXT. Urządzenie GPSMAP76S jest przenośnym aparatem o wymiarach 6,9 15,7 3,6 cm, wadze 218 g, zasilanym dwoma bateriami alkalicznymi, charakteryzującym się wodoszczelną obudową. Błąd pomiaru jest mniejszy niż 10 m. Ekran wyświetlacza posiada cztery poziomy szarości i jest podświetlany. GPSMAP75S posiada 24 MB wewnętrznej pamięci umożliwiającej wgrywanie map. Ponadto odbiornik ten posiada elektroniczny kompas i wysokościomierz. Przygotowany jest do pracy w trybie różnicowym. Odbiornik GPS60CS wyposażony jest w kolorowy wyświetlacz oraz wewnętrzną pamięć 56 MB. Odbiornik ten posiada możliwość automatycznego pomiaru współrzędnych i uśrednienia wyników. Oba odbiorniki mogą zapamiętywać 1000 pozycji geograficznych oraz 50 odwracalnych tras. Odbiorniki te mają wbudowaną mapę drogową Europy oraz bazę lokalizacji miejscowości na świecie. Na potrzeby użytkowników odbiorników GPS zakupione zostały dwa programy: Mapa Polski oraz Fugawi. Każdy GPS firmy Garmin ma wgraną Mapę Polski, która okazała się bardzo pomocna przy kartowaniu geologicznym. Program ten, zainstalowany na komputerze stacjonarnym lub laptopie

pie, może stanowić bazę archiwalną dla punktów, tras i śladów przegranych z odbiornika GPS. Istnieje także możliwość zaplanowania tras lub punktów w tym programie i przegrania ich do odbiorników GPS. Program Fugawi jest zainstalowany tylko w komputerach. Nadaje się bardzo dobrze do archiwizacji danych, przegranych z odbiornika GPS. Największą zaletą tego programu jest możliwość kalibracji map, planów lub zdjęć lotniczych. Niezbędne do kalibracji jest podanie współrzędnych 3 punktów. W czasie prac terenowych wykorzystano skalibrowane mapy terenowe w skali 1:25 000, a także w skali 1:10 000. Po przesłaniu danych z odbiornika GPS do komputera za pomocą programu Fugawi wszystkie wykonane punkty oraz ślady automatycznie lokalizowane są na skalibrowanej mapie. Daje to możliwość uściślenia lokalizacji punktów, które zaznaczamy na mapie papierowej w czasie prac terenowych. Błąd pomiaru punktu za pomocą odbiornika GPS jest mniejszy niż błąd podczas lokalizacji tradycyjnej. Do każdego punktu pomierzonego odbiornikiem GPS za pomocą „linków” możemy przypisać dowolną ilość zdjęć danego punktu dokumentacyjnego. Zalecane jest dla osób pracujących w terenie wykonywanie pomiarów współrzędnych geograficznych punktów za pomocą urządzenia GPS oraz dokumentacji fotograficznej aparatem cyfrowym w celu tworzenia cyfrowej bazy danych, punktów dokumentacyjnych. Baza ta powinna mieć możliwość eksportu do środowiska GISU.

Wykorzystanie profesjonalnego odbiornika firmy Trimble GeoXT (dokładność pomiaru rzędu kilkunastu centymetrów) omówiona zostanie na oddzielnym posiedzeniu naukowym Zakładu Kartografii Geologicznej.

W dyskusji brali udział: Z. Kowalski, W. Gogołek, T. Krzywicki i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 19 kwietnia 2005 r.

ZAKŁAD GEOFIZYKI

Lidia DZIEWIŃSKA, Zdzisław PETECKI: **Geofizyczne studium stref tektonicznych Huta Szklana–Szamotuły Inowrocław–Gopło**

Zaprezentowane prace interpretacyjne dotyczą fragmentu bruzdy śródpolskiej. Główna uwaga została poświęcona strefom słabo dotychczas rozpoznany pod względem geofizycznym. Są to położone wzdłuż SW granicy bruzdy strefy Huta Szklana–Szamotuły i Inowrocław–Gopło, o zmiennych gradientach miąższości i szybkich zmianach facjalnych, związanych z synsedymencyjnymi dyslokacjami. Podstawowym celem interpretacji danych geofizycznych było wzbogacenie informacji o budowie geologiczno-strukturalnej kompleksu permo-mezozoicznego w wymienionych rejonach oraz o jej związku z budową tektoniczną podłoża.

Dla rozwiązania postawionego zadania zastosowano metodykę kompleksowej interpretacji geofizycznej, wykorzystując najnowsze wyniki badań geofizyki powierzchniowej (sejsmika, grawimetria) i otworowej z uwzględnieniem parametrów fizycznych skał.

Dużą część analizowanych sekcji sejsmicznych stanowią te, opracowane w wersji współczynników odbicia. Transformacja ta wykorzystuje związek wielkości i znaku współczynnika odbicia z akustycznymi prędkościami warstwowymi. Przedstawienie refleksów w tej postaci podnosi rozdzielczość przekroju i w konsekwencji ułatwia wyznaczanie granic sejsmicznych m.in. z przedziału utworów cechsztyńskich i podcechsztyńskich, a w przypadku dowiązania poprzez prędkość w otworze, umożliwia nawet prześledzenie zmian litologicznych w warstwach.

Profile litologiczno-parametryczne otworów: Obrzycko 1 i Objezierze IG 1 (rejon Huta Szklana–Szamotuły) oraz Byczyna 1, Konary IG 1, Ciechocinek IG 2 i Młyny 1 (rejon Inowrocław–Gopło) wyznaczając granice kontrastów prędkości akustycznej pozwoliły na korelację stratygraficzną danych otworowych i sejsmicznych.

Analiza zmian miąższości poszczególnych kompleksów geologicznych i wzajemnego ułożenia warstw oraz wpływu zmienności facjalnych i deformacji tektonicznych na obraz sejsmiczny, została zilustrowana interpretacją wybranego fragmentu przekroju sejsmicznego z rejonu antykliny Radziejowa, opracowanego w wersji współczynników odbicia, odzwierciedlających litologiczne i tektoniczne zmiany wzdłuż przekroju. Porównanie wyników w niecce mogileńsko-uniejowskiej i na wale kujawskim wskazuje na odmienne warunki sedymentacji kompleksu utworów jurajskich, a zwłaszcza jury górnej. Przedstawiony przykład wskazuje, iż interpretacja przekrojów sejsmicznych opracowanych w wersji współczynników odbicia, dostarcza informacji do analizy miąższości i charakteru poszczególnych warstw, pod kątem zmian warunków osadzania (sedymentacja), oraz o zmianach facjalnych, a także umożliwia wykrywanie niestrukturalnych pułapek (strefy wyklinowań) złóż bituminów. W obrębie permu została prześledzona strefa o odmiennym charakterze (bez przewarstwień) prawdopodobnie należąca do soli kamiennej.

Interpretacja sejsmiczna w utworach podcechsztyńskich została przeprowadzona ze szczególnym zwróceniem uwagi na sposób ułożenia refleksów w paleozoicznych osadach podcechsztyńskich i istnienie w ich obrębie odmiennych planów strukturalnych w stosunku do nadkładu. W utworach podcechsztyńskich zaobserwowane zostały fragmenty granic sejsmicznych, które tworzą grupy fal o różnych kątach upadu, podkreślając niezgodności planów strukturalnych podłoża cechsztynu i nadkładu. Występują one np. w obszarze położonym między strukturami Strzelna i Gopła, w rejonie znanej wgłębniej strefy dyslokacyjnej Wyrzyska, czy też w okolicy otworu Ciechocinek IG 1, a przede wszystkim rowów tektonicznych Gopła i Szamotuł.

Ze względu na częsty brak jednoznacznych rejestracji sejsmicznych w strefach zaburzonych tektoniką solną oraz poniżej spągu cechsztynu, do interpretacji wykorzystane zostały w szerokim zakresie mapy anomalii grawimetrycznych. Opracowanie map zostało poprzedzone doбором właściwych parametrów cyfrowego przetwarzania z uwzględnieniem rozpoznania budowy geologicznej w różnych przedziałach głębokościowych. Przetwarzanie anomalii grawimetrycznych miało na celu rozpoznanie elementów wgłębnej budowy geologicznej i prześledzenie głównych kierunków strukturalnych kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego i podłoża cechsztynu w badanych rejonach.

W interpretacji danych grawimetrycznych istotne znaczenie miało wyznaczenie stref maksymalnych gradientów poziomych dla map lokalnych anomalii grawimetrycznych jak i map anomalii regionalnych oraz określenie ich trendów. Maksima gradientu

poziomego występują bezpośrednio nad pionowymi kontaktami separującymi skały o różnych gęstościach, którym mogą odpowiadać uskoki lub kontakty litologiczne.

Wyniki kompleksowej interpretacji danych sejsmicznych i grawimetrycznych pod kątem wyznaczania elementów nieciągłości tektonicznych i związku budowy permomezozoiku z tektoniką jego podłoża zostały zaprezentowane na odpowiednich mapach wynikowych. Sejsmiczno-grawimetryczne szkice wybranych elementów strukturalno-tektonicznych kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego i głębszego zawierają informacje m.in. o kierunkach przebiegu nieciągłości tektonicznych, o nagromadzeniach soli w osadach cechsztyńskich czy też o strukturze kompleksu utworów podcechsztyńskich.

Strefa Szamotuł ma charakter rowu tektonicznego o kierunkach NW–SE i NNW–SSE a miejscami nawet N–S. Poprzeczne uskoki rozbijają ją na poszczególne, poprzesuwane względem siebie fragmenty. Struktura Gopła posiada kierunek zbliżony do N–S.

Charakter budowy struktur solnych Gopła i Szamotuł wykazuje dużo podobieństw. Wzrosty miąższości określonych ogniw jury czy też kredy w kierunku osi tych struktur świadczą, że w tych okresach czasu były to strefy obniżone — rowy, które później w stadium inwersji zostały wykorzystane przez przebicie soli. Skala zjawiska i stopień przebicia soli są większe w przypadku struktury Gopła, w rejonie Szamotuł są to lokalne intruzje.

W świetle uzyskanych wyników obraz tego ostatniego elementu na dotychczasowych mapach tektonicznych, zakładający częściowe przebicie osadów mezozoicznych przez diapiry solne na prawie całej swej rozciągłości, wymaga weryfikacji i uściśleń. Analiza przekrojów sejsmicznych wskazuje, że struktura Szamotuł nie jest diapirem solnym na całej swej długości. W centralnej części przebicie soli jest największe, na południu mniejsze, a na północy intruzje solne mają charakter tylko lokalny.

Powstaniu rowu Szamotuł towarzyszył przepływ soli w podłożu, od strefy tworzenia się rowu w kierunku SWW, prowadzący do powstania wału solnego Mężyk–Obrzycko–Szamotuły. Proces wyciskania soli miał miejsce również w przypadku rowu Gopła.

System poduszek solnych o kierunku NW–SE położony w strefie Mężyk–Obrzycko–Szamotuły stanowi nowo wyinterpretowany element strukturalny. Wyniki badań geofizycznych i geologicznych sugerują, że ma on przedłużenie na SE i NW tworząc długi wał solny. W ten sposób wyniki przeprowadzonej analizy modyfikują SW granicę występowania struktur solnych w tym obszarze badań.

Koncepcja udziału sił rozciągających wyjaśnia powstanie i rozwój rowów. Tensyjne naprężenia w mezozoiku wiążą się z reaktywowaniem głęboko zakorzenionych stref nieciągłości tektonicznych o starszych założeniach.

Analiza maksimów gradientu poziomego regionalnych anomalii grawimetrycznych podkreśla blokowy układ budowy podłoża oraz ujawnia, obok występujących dwóch znanych głównych kierunków strukturalnych WNW–ESE oraz NW–SE, nowy kierunek wgłębnych nieciągłości, o przebiegu zbliżonym do południkowego. Ten ostatni tworzą poprzesuwane względem siebie odcinki, rozdzielające wyniesione i obniżone bloki strukturalne. Układ refleksów w utworach podcechsztyńskich w tych rejonach potwierdza to zróżnicowanie. Obserwowane dyslokacje mają prawdopodobnie założenia w głębokim podłożu. Świadczą o tym wyniki głębokich badań refleksyjnych otrzymane wzdłuż profili GB2 i GB2B. Wyznaczone paleozoiczne elementy tektoniczne wskazują na istnienie wgłębnych nieciągłości o trendzie zbliżonym do południkowego. Wpływ tektoniki o kierunku N–S zaznacza się również w obrazie strukturalno-tektonicznym późniejszych utworów. Rozmieszczenie struktur solnych, w tym Gopła i Szamotuł, naśladuje układ uskoków podłoża.

Kompleksowa interpretacja wskazuje, iż wypiętrzenia (podniesienia) w podłożu podcechsztyńskim są umiejscowione w pobliżu wyinterpretowanych wgłębnych linii nieciągłości tektonicznych o kierunku przebiegu zbliżonym do południkowego, układając się w systemy o tym samym kierunku przebiegu.

W dyskusji brali udział: A. Feldman-Olszewska, S. Wybraniec, J. Gutowski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 8 czerwca 2005 r.

CENTRALNE ARCHIWUM GEOLOGICZNE

Anna PIĄTKOWSKA, Zbigniew KOWALSKI, Magdalena CZARNOGÓRSKA: Nowe metody teledetekcyjne w badaniach geologicznych na przykładzie GZW, rejon Sosnowca

W 2002 roku Komisja Europejska oraz Europejska Agencja Kosmiczna (ESA) powołały wspólnie forum konsultacyjne dotyczące globalnego monitoringu środowiska oraz jego bezpieczeństwa (Global Monitoring for Environment and Security — GMES) z wykorzystaniem sztucznych satelitów oraz systemów naziemnych.

Terrafirma, jako jedno z 10 konsorcjów powołane w celu koordynacji planów wkładu ESA do programu GMES, dąży do zorganizowania i wdrożenia ogólnoeuropejskiego serwisu dotyczącego ruchów masowych takich jak: osuwiska, aktywność tektoniczna, aktywność sejsmiczna, działalność górnicza. Serwis obejmować będzie identyfikację, ocenę, oraz monitoring przemieszczeń ziemi, które stanowią zagrożenie dla obszarów zurbanizowanych.

Ostatnie dwa lata przyniosły szybki rozwój interferometrii radarowej. Nowa metoda interferometrycznego przetwarzania obrazów radarowych (PSinSAR — Permanent Scatterer Interferometry) zastosowana w projekcie, pozwala na określenie przemieszczeń z dokładnością do 1 milimetra. Technika PSinSAR polega na analizie przemieszczeń punktów kontrolnych będących dobrymi reflektorami dla zakresu mikrofalowego.

Projekt Terrafirma podzielony jest na 3 fazy obejmujące okres: dwu, trzy i pięcioletni. Pierwsza faza projektu, która rozpoczęła się w 2003, obejmowała zorganizowanie serwisu PSinSAR, promocję przedsięwzięcia oraz wypracowanie strategii dalszego działania. W efekcie wybrano do analizy radarowej 186 miast europejskich oraz dla 18 z nich wykonano bazy danych PSinSAR (w tym dla obszaru zwanego umownie „Sosnowiec” obejmującego północno-wschodnią część Górnośląskiego Zagłębia Węglowego).

Pierwsze wyniki analizy obszaru „Sosnowca” są niezwykle interesujące. Dane z pomiarów wskazują na obniżenia w granicach kilku milimetrów rocznie, często zaledwie 1–2 mm. Tak małe wartości sugerują, że nie są to obniżenia powodowane osiadaniem terenu na skutek podziemnej eksploatacji. Tylko około 1% pomiarów wykazuje wartości w granicach 1–2 cm, które mogą być skutkiem eksploatacji węgla, aczkolwiek to również nie są zbyt wysokie wartości. Na obszarach objętych eksploatacją, do rzadkości nie należą osiadania rzędu 10–20 cm, a zdarzają się również większe, w granicach kilkudziesięciu centymetrów. W skali regionalnej stwierdzona zbieżność rozmieszczenia obszarów obniżonych z układem strukturalnym utworów karbonu jest zbyt oczywista by mogła być przypadkowa. Trudno jednak jednoznacznie określić, jakiego rodzaju jest to związek i jaka jest jego geneza. Wyniki pomiarów wskazują, że osiadaniu ulegają obszary struktur synklinalnych oraz obszary w skrzydłach zrzuconych dwóch dużych uskoku. Niewątpliwie oba uskoki mające genezę waryscyjską i zostały odmłodzone w czasie ruchów alpejskich (oba mają trias w skrzydle zrzuconym). Może to świadczyć o istnieniu ruchów neotektonicznych. Jednak postawienie takiej tezy wydaje się dość ryzykowne i przedwczesne.

Interesujący jest fakt, że tereny obniżone występują wyłącznie na obszarach eksploatacji węgla, a jednocześnie są zbyt małe, aby odzwierciedlać rzeczywiste osiadania poeksploatacyjne. Wydaje się więc, że na terenach poeksploatacyjnych występują niewielkie ruchy obniżające, wykorzystujące strukturę utworów karbońskich, tzn. nachylenie warstw oraz strefy odmłodzonych uskoku. Fakt ten miałby podstawowe znaczenie dla możliwości prognozowania procesów osiadania terenu na obszarze podziemnej działalności górniczej na podstawie radarowych danych interferometrycznych.

Metoda satelitarnej interferometrii radarowej (PSinSAR) jest niezwykle obiecująca z uwagi na możliwość długookresowej obserwacji i analizy deformacji tektonicznych oraz ruchów powierzchniowych na znacznym obszarze.

Pomiary uzyskane w wyniku jej zastosowania dostarczają informacji o powolnych ruchach powierzchni terenu związanych z osiadaniami różnego typu, zjawiskami tektonicznymi, powierzchniowymi ruchami masowymi itp.

Metoda ta może stać się w przyszłości jednym z podstawowych narzędzi stosowanych do systematycznego monitoringu ruchów na powierzchni terenu.

W drugim etapie projektu, który został zapoczątkowany jesienią 2005 roku, przewiduje się wykonanie bazy danych PSinSAR południowej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (tzw. „Tychy”) oraz Legnicko-Głogowski Okręg Miedziowy.

W dyskusji brali udział: M. I. Waksmundzka, W. Dymowski, W. Szczygalski, St. Doktor i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 7 grudnia 2005 r.

ODDZIAŁ DOLNOŚLĄSKI

Zbigniew CYMERMAN: Tektonika płyt w ujęciu Trurnita

Na posiedzeniu przedstawiono założenia geotektonicznego modelu niemieckiego geologa Trurnita z lat 80-tych ubiegłego wieku. Model ten prezentowano na kilkunastu odczytach, a także opublikowano w kilku publikacjach i kilkunastu abstraktach konferencyjnych. Trurnit wprowadził nowy aspekt dynamiczny dla teorii płyt — przemieszczanie ku E kształtu (ale nie skorupy!) Pacyfiku względem skorupy ziemskiej. Sekwencje ofiolitowe wyznaczają ślad migrującego ku E kształtu Pacyfiku. Geolog ten zdefiniował pojęcie Pangei jako synonimu całej skorupy kontynentalnej oraz Tetydy — jako odpowiednika współczesnego Pacyfiku. Strefy subdukcji rozmieszczone wokół Pacyfiku, regionu karaibskiego i strefy śródziemnomorskiej oddzielają kształt Pacyfiku od obszarów kontynentalnych (Pangei) z wewnętrznymi oceanami (atlantyckim, arktycznym i indyjskim). Te ostatnie charakteryzują się pasywnymi brzegami kontynentów.

W modelu Trurnita przyjęto:

1. Przemieszczanie ku E kształtu Pacyfiku (Tetydy);
2. Zasadę „zamka błyskawicznego” dla otwierania i zamykania kształtu Pacyfiku;
3. Spiralnych (wokół biegunów) pasm orogenicznych;
4. Skomplikowane rotacje i rozłamy Pangei wokół regionu Antarktydy.

Przemieszczanie ku E kształtu Pacyfiku oparto na 5 grupach niezależnych obserwacji:

1. Pełnego cyklu Wilsona (oceanicznego);
2. Rozpoznania dwóch typów subdukcji (marjański i chilijski);
3. Przyjęcia koncepcji terranów;
4. Przemieszczanie coraz starszych pasm kolizyjnych ku W;
5. Cykliczności procesów orogenicznych w skali globu.

Przemieszczanie ku E kształtu Pacyfiku miało być wywołane przemieszczaniem ku W niewspółśrodkowo położonej osi obrotu Ziemi wokół grawitacyjnego centrum systemu Ziemia-Księżyc(-Słońce). Różnica tego niewspółśrodkowego położenia osi obrotu Ziemi powoduje, że dolny płaszcz jest przemieszczany ku E względem górnego płaszcza i skorupy, a jądro zewnętrzne będzie miało nieco większe prędkości kątowe niż dolny płaszcz. Zasada ta została określona jako tzw. mechanizm przekładni hipocykloidowej. W wyniku tego mechanizmu powstaje anomalia grawitacyjna w dolnym płaszczu, ponad którą przemieszczane są ku E, względem skorupy ziemskiej, kształt Pacyfiku jak i poszczególne etapy cyklu Wilsona (ryft wschodnioafrykański, Morza Czerwonego, Atlantyku, Pacyfiku i kolizyjny). Całkowite przemieszczanie wokół osi ziemskiej zajmuje około 200–250 mln lat (*ca.* 16 cm/rok lub 0,44 mm/dzień). Dryft ten wywołuje tzw. globalny megacykl tektoniczny.

W modelu Trurnita kontynenty migrują ku W wokół obrzeży kształtu Pacyfiku na N i S od równika. W wyniku ich kolizji na W Pacyfiku, dochodzi w sposób ciągły do akrecji kolejnych segmentów do pasm kolizyjnych. Trurnit wprowadził model tzw. zamka błyskawicznego dla przemieszczanego kształtu Pacyfiku — ryftogenezy na jego E peryferiach (otwieranie zamka) i kolizji na jego W krańcach (zamykanie zamka). W ten sposób coraz starsze pasma orogeniczne pozostają na jego W peryferiach. Na półkuli północnej taka strefa orogeniczna rozwijała się od permu w formie spirali prawie 1 i 1/3 razy wokół kratonicznego jądra Laurazji. Boczny wzrost kontynentów odbywał się poprzez cykliczne zjawiska orogeniczne. Na półkuli N powstanie pasma waryscyjskiego poprzedzało rozwój pasma alpejskiego, permaska kolizja na Uralu wyprzedzała III-rzędową kolizję Iranidów, a orogeneza indonezyjska (trias) — neogeńską kolizję w Himalajach.

Kontynenty z obszaru śródziemnomorskiego, które wcześniej kolidowały sekwencyjnie na zachodzie Pacyfiku rozdzielają się ponownie. Proces ten powoduje, że brzegi N wcześniejszych południowych kontynentów przystają do kontynentów na półkuli północnej na ogół w formie terranów tektonostratygraficznych. Terrany migrują na N wokół zamykanych obrzeży kształtu Pacyfiku. NE brzegi Pacyfiku o typie kordyliery na półkuli N od permu przechodzą w typ łuku wyspowego, znany z NW brzegów Pacyfiku. W tym samym czasie (od permu) kontynenty na półkuli S rotują zgodnie z ruchem zegara o około 120° wokół okolic bieguna południowego. SE brzeg Pacyfiku (typ andyjski) przypuszczalnie rozwijał się z pasywnych brzegów typu zachod-

nioafrykańskiego i przechodził w typ kolizyjny na zachodzie Pacyfiku. SW brzeg Pacyfiku, o typie łuku wyspowego, ewoluował prawdopodobnie z pasywnego typu północno-afrykańskiego lub zachodnio-antarktycznego z dryftem fragmentów południowej spirali pasm kolizyjnych. Główna ich część migrowała jednak wokół Pacyfiku ku N, tworząc starszy spiralny pas orogeniczny z licznymi terranami. Wielkoskalowe ruchy przesuwcze występowały wzdłuż przebiegu spiralnych stref kolizyjnych na obszarze Pangei i wzdłuż brzegów dryfującej płyty Pacyfiku. Ruchy te i akrecja „mieszaniny” terranów to czynniki wywołujące komplikacje globalne. Przykładem takich komplikacji jest pasmo appalachijsko-kaledońskie, nie powstałe w wyniku zakładanego zamknięcia Oceanu Proto-Atlantyckiego (Iapetusa), ale uznane za fragment późnoproterozoicznej do środkowopaleozoicznej spirali kolizyjnej Południowej Pangei. Ta starsza (przed permska) spirala powstała na półkuli S i wyznaczać ma ślad migrującego ku E kształtu paleozoicznego Pacyfiku lub Oceanu Iapetus.

Scharakteryzowano krótko wydzielone przez Trurnita różne typy oceanów, brzegów kontynentalnych, kontynentów i ich fragmentów. Trurnit przyznał, że większość kontynentalnej skorupy to gigantyczne „puzzle”! W modelu Trurnita historia Ziemi została podzielona na alternujące cykle wzrostu Północnej Pangei i synchronicznego rozłamu Południowej Pangei oraz cykle wzrostu Południowej Pangei i rozłamu Północnej Pangei. Na półkuli, gdzie dochodziło do wzrostu Pangei, pasmo kolizyjne rozwija się progresywnie na W i już poza migrującym ku E kształtem skrzydeł Pacyfiku wokół jąder kratonicznych w formie dwóch spiralnych pasm orogenicznych. Kiedy jedna spirala się rozrastała, kosztem starszej spirali orogenicznej, to jednocześnie dochodziło do dezintegracji spirali na przeciwnej półkuli.

W czasie odczytu nawiązywano do najnowszych publikacji, odnoszących się do kluczowych zagadnień w modelu Trurnita. Bercovici (2003) zakładał mechanizm sprzężenia zwrotnego czyli — tektonika płyt ma być generowana przez dynamikę płaszcza i odwrotnie, z ważnym efektem osłabienia ścinania w litosferze z tzw. zakleszczonymi poślizgami. Wnętrze Ziemi jest niestabilne grawitacyjnie, co przypomina nieco zasadę hipocykloidowej przekładni Trurnita. Pewne elementy z tej zasady można odnaleźć w pracach Andersona (2000, 2002), który uważał, że budowa litosfery niekoniecznie odzwierciedla obraz prądów konwekcyjnych w płaszczu. Anderson przyjął model tzw. uwarstwionej konwekcji, która zakłada, że konwekcja w górnym płaszczu może być kierowana tektoniką płytową. Pozostała częśći płaszcza może mieć prądy konwekcyjne w zupełnie odmiennym stylu. Systemy dynamiczne wnętrza Ziemi muszą obejmować zasadę minimalizacji (ekonomizacji) pracy (minimalnej energii, entropii, obszaru, naprężenia i pracy), co prowadzi do samoorganizacji dynamiki całego globu. Zasada ta ma kontrolować kształty i liczbę płyt. Anderson (2002) zakładał, że podstawowy stan tektoniki płytowej na homogenicznej planecie to 12 płyt litosfery, a jednak w przypadku Ziemi mamy tylko 7 dużych płyt, zajmujących prawie 94% jej powierzchni. Gordon (2000) opowiedział się za 20 płytami litosfery z szerokimi strefami deformacji. Murphy i Nance (2003) rozpatrując cykl Wilsona, wydzielili dwa typy ruchów litosfery: ekstrowersję (ruch na zewnątrz) z przykładem Gondwany i introwersję (ruch do wewnątrz), jak w przypadku Pangei.

Próba korelacji procesów orogenicznych z ruchami płyt litosfery jest nadal skomplikowana z powodu wciąż niewielkiego postępu wiedzy o powstaniu orogenów. Rosenbaum i inni (2002) opisują fluktuacje w ruchach płyt w Alpach i strefie śródziemnomorskiej. Po epizodzie kolizyjnym w czasie orogenezy alpejskiej (mastrycht-paleocen) doszło tam do gwałtownego spowolnienia ruchów płyt w miocenie, co doprowadziło do ekstensji w basenach załukowych. Ostatnie rekonstrukcje strefy Tetydy (np. Hall, 2002; Stampfli i Borel, 2002) przyjmują dużą liczbę allochtonicznych terranów podczas orogenezy alpejskiej. Wiele z nich to niezależne mikroplaty oderwane od płyt macierzystych, podczas załukowej ekstensji, dryfujące i kolidujące z sąsiednimi kontynentami. Przypomina to pewne elementy z modelu Trurnita. Analiza globalnego budżetu energii Ziemi (Tanimoto i Okamoto, 2002) wskazuje, że trzęsienia Ziemi wywołują zmiany w stanie energii potencjalnej jej wnętrza, ponieważ permanentnie generują deformacje wertykalne w polu grawitacyjnym. Regiony poddane ekstensji, tracą energię potencjalną; obszary kompresji zyskują tę energię. Reasumując, stwierdzono, że globalny model Trurnita, nie doczekał się żadnej polemiki ani też nie był cytowany w literaturze. Jednak, ten „zapomniany przebój” tektoniki płytowej z lat 80-tych ma wiele elementów, które w świetle nowych danych wymagają co najmniej ich ponownego rozpatrzenia.

W dyskusji brali udział: W. Bobiński, S. Cwojdzński, A. Ihnatowicz, W. Kozdrój, K. Seifert, A. Stachowiak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 18 stycznia 2005 r.

Zbigniew CYMERMAN: Czy granaty rotują?

Na posiedzeniu przedstawiono jeden z najbardziej dyskutowanych problemów w geologii strukturalnej w ostatnim 20-leciu, jakim jest zagadnienie rotacji lub braku rotacji granatów. Pre-, syn- i post-tektoniczne (kinematyczne) inkluzje (= wewnętrzna foliacja — S_i) w porfiroblastach lub poikiloblastach m.in. granatów w relacji do foliacji zewnętrznej — S_e (w otaczającym je matryks) znane są jako narzędzie analizy mikrostrukturalnej już od początku lat 60-tych ubiegłego wieku (np. Zwart, 1961, 1963; Spry, 1962). Tradycyjny pogląd na to, że inkluzje (wrostki) głównie tlenków Fe i Ti, mik, skaleni, piroksenów, amfiboli, a także kwarcu, węglanów i dystenu w porfiroblastach, zapisują historię koaksjalnej (nierotacyjnej) deformacji, a skrzywione, zafałdowa-

ne i sigmoidalne inkluzje — deformacje niekoaksjalne (rotacyjne), podważono w szeregu prac Bella i współpracowników na początku lat 80-tych ubiegłego stulecia. Od tego czasu rozpoczął się burzliwy spór o to, czy granaty rotują podczas deformacji, czy też nie, a są jedynie „obrastane” przez coraz młodsze strefy marginalne, tworząc tzw. strukturę „millipede”. Struktura ta jest faktycznie utworzona przez helicytowe (inaczej określane jako spiralne, śrubowe lub w formie toczonej kuli śniegu) wzrostki w granacie tworzące foliację wewnętrzną S_i .

Asymetryczność skrzywionych inkluzji, czyli zafałdowania S_i wyznacza zwrot ścinania prostego, a orientacja foliacji S_i względem foliacji S_e w matriksie zapisuje totalną rotację lub odkształcenie ze ścinania. Do takiego zapisu dochodzi, ponieważ w tym czasie synchronicznie wzrasta porfiroblast. Stopień odkształcenia porfiroblastu jest prawdopodobnie związany z gradientami chemicznymi, będącymi wynikiem rozpuszczania pod ciśnieniem i chemicznej mobilności roztworów. Epizodyczny wzrost porfiroblastu mógł być wywołany fluktuacjami w składzie fluidu wokół porfiroblastu w miarę jego wzrastania w wyniku deformacji. Bell uznał takie nieciągłości składu chemicznego za dowód deformacji nierotacyjnej, podczas epizodycznego wzrastania porfiroblastów granatu. Geologicznie prawdopodobne są wariacje w tempie wzrostu rotujących porfiroblastów, przeciwnie porfiroblastów pozostających stacjonarnymi podczas deformacji niekoaksjalnej.

Omówiono skrótkowo ramy kinematyczne odnoszące się do różnych typów ścinania (prostego, czystego i ogólnego), a także scharakteryzowano takie parametry jak W_n (kinematyczna liczba wirowatości, inaczej stopień rotacyjności ruchu), czy A_n (kinematyczna liczba dylatacji, inaczej określana jako tempo zmian objętości/obszaru podczas ścinania). Przedstawiono także założenia tzw. przyciągacza więźby (fabric attractor) oraz jego przeciwieństwa, czyli tzw. odpychacza więźby (fabric repulsor) mające zasadniczy wpływ na perturbacje w obrazie ruchu wokół granatu.

W serii publikacji T. Bell (od 1985), a potem jego liczni współpracownicy sugerowali, że ogólnie porfiroblasty, w tym przede wszystkim granaty, nie rotują i dlatego inkluzje o prostych orientacjach (przebiegach) powstały podczas deformacji niekoaksjalnej. Sugestie te, oparto o schemat tzw. porozdzielania deformacyjnego z anastomozującymi strefami niekoaksjalnego (rotacyjnego) odkształcenia wokół porfiroblastu oraz domenami koaksjalnej deformacji. Badacze ci przedstawiali głównie dowody mikroskopowe, ale także w skali mapy geologicznej, na występowanie prostych i równoległych inkluzji (S_i) w synkinematycznych porfiroblastach wśród regionalnych stref ścinania podatnego. Ważną implikacją tego poglądu, było stwierdzenie, że porfiroblasty mogą zapisywać stałe orientacje (starsze foliacje S_i) już nie zachowane (zniszczone) przez rozwój młodszych foliacji S_e w otaczającym je matriksie. Zakładany model nie rotujących porfiroblastów granatów zbliżony jest do rozwoju dyferencjalnego kliważu krenulacyjnego z sekwencyjnym rozwojem nowej generacji kliważu i jego fazowego narastania podczas wzrostu porfiroblastu granatu. Proces ten prowadzi do „obrastania” porfiroblastu granatu przez coraz młodsze strefy marginalne, prowadzące do utworzenia tzw. struktury „millipede”. Struktura ta jest utworzona przez helicytowe wzrostki w granacie tworzące foliację S_i o zmiennej orientacji, na przemian prawie pionowej lub subhoryzontalnej. Taki „schodowy” obraz foliacji S_i w granatach, doprowadził Bella do tłumaczenia jej powstania jako wyniku zmieniających się orogenezy, najpierw konwergencji z horyzontalnym skracaniem i rozwojem prawie pionowej foliacji S_i w granatach, a potem ekstensji z horyzontalnym rozciąganiem, i formowaniem się subhoryzontalnej foliacji S_i w partiach marginalnych narastających porfiroblastów granatów.

Przegląd bogatej literatury z tego tematu wskazuje, że spór o rotacje granatów pozostaje nadal nierozstrzygnięty, pomimo licznych nowych prac na ten temat i stosowania coraz bardziej precyzyjnych i wyszukanych metod badawczych. Np. Spiess i in. (2001) za pomocą analiz SEM przyjęli model narastania porfiroblastów granatu w wyniku wielokrotnych nukleacji i koalescencji oraz rotacji granic nieodpowiednio zorientowanych granic poszczególnych ziaren. Wyniki nowych prac, m.in. Stallarda i in. (2002), oparte o różne symulacje numeryczne wykazały, że podobna trójwymiarowa geometria spiralnych form granatów, powstaje zarówno w wyniku deformacji rotacyjnej, jak i nierotacyjnej. Kluczowe znaczenie przy wykształceniu różnych form inkluzji, przy niskiej liczbie Reynolds’a odgrywa parametr k (indeks spojenia porfiroblastu z matriks), gdzie $k = 0$ odnosi się do porfiroblastu rozłączonego i stacjonarnego w matriks, a $k = 1$ wskazuje na porfiroblast całkowicie spojony z matriks i w całości rotacyjny.

W dyskusji brali udział: W. Bobiński, A. Ihnatowicz, W. Kozdrój, J. Siemiątkowski, A. Stachowiak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 25 stycznia 2005 r.

Zbigniew CYMERMAN: Ekshumacja skał wysokociśnieniowych

W wielu pasmach orogenicznych odsłaniają się skały wysokociśnieniowe (HP), które były pogrążone do głębokości równych lub głębszych niż przeciętna miąższość skorupy kontynentalnej (30–40 km), a czasem nawet do głębokości ponad 120 km, gdzie ciśnienia (P) przekraczają nawet 3,0 GPa. Od czasu odkrycia coesyty (wysokociśnieniowej, polimorficznej odmiany

SiO₂) w Alpach Szwajcarskich (Chopin, 1984), podobne, cienkie inkluzje HP minerałów (diamentu i/lub coesyту) w agregatach granatu, klinopiroksenu i cyrkonu w skałach HP i UHP (ultrawysokociśnieniowych) stwierdzono już w co najmniej 12 strefach kolizyjnych.

Procesy, które doprowadziły do tego, że skały HP i UHP (eklogity, łupki glaukofanowe) dostały się (zostały pogrążone) na tak duże głębokości nie wywołują sporów wśród badaczy. Powszechnie przyjmuje się, że procesami tymi była subdukcja litosfery i (lub) tektoniczne skracanie oraz pogrubianie skorupy, m.in. w nasunięciach śródkontynentalnych. Trudniej natomiast, wytłumaczyć zjawiska, które spowodowały, że skały HP i UHP dostały się na powierzchnię Ziemi, czyli mechanizmy ekshumacji skał HP i UHP.

Cienkie domeny (pakiety) skał HP i UHP są podścielone i przykryte sekwencjami skalnymi, w których stwierdza się znacznie mniejsze wartości P. Stąd powstaje pytanie, czy domeny skalne z coesytem i diamentem powstały *in situ*, czy też są to ciała obce w niskociśnieniowym (LP) otoczeniu? Powstaje także pytanie — jakie mechanizmy ekshumacji i tempa wynoszenia zapobiegły pełnej transformacji minerałów UHP w ich LP odmiany polimorficzne? Niektóre eksperymenty wskazują, że obecność już tylko *ca* 450 ppm płynów intragranularnych jest wystarczająca do całkowitej transformacji coesyту w kwarc podczas ekshumacji skał HP i UHP w temperaturach większych niż 800°C (Zhang i Liou, 1997).

England i Molnar (1990) wydzielili dwa odrębne pojęcia: „wyniesienie” (uplift) jako ruch pionowy całej skorupy względem ram odniesienia (np. geoidy) od „ekshumacji”, czyli przemieszczeń pionowych skał HP i UHP w litosferze, a prowadzących do wydostania się tych skał na powierzchnię Ziemi. Tempo ekshumacji, czyli tempo wydostania się skał HP na powierzchnię Ziemi dochodzi do kilkunastu mm/rok. Ekshumacja skał HP i UHP wymaga z jednej strony usunięcia nadkładu, a z drugiej — transportu materiału HP i UHP poprzez nadkład aż do ich dotarcia do powierzchni Ziemi. Dane geobarometryczne z Alp w połączeniu z oznaczeniami geochronologicznymi, wskazują, że domeny ze skałami UHP w Alpach mogły być wydobyte (ekshumowane) z głębokości ponad 100 km w ciągu ostatnich 30–40 mln lat. Podobne szybkie ekshumacje skał UHP i HP opisano z Himalajów i Nowej Kaledonii.

Tempo ekshumacji skał HP i UHP maleje podczas ich wynoszenia do powierzchni Ziemi. Tempo ekshumacji potwierdzają dane o historii termicznej tych skał; zwykle szczyt temperatury osiągnięty jest w nich na głębokości rzędu 10–30 km z tempem ekshumacji około 1mm/rok. Szybkości te odpowiadają wartościom przemieszczeń bocznych znanych z tektoniki płytowej.

Mechanizmy ekshumacji skał HP i UHP wywołane są przez 3 czynniki:

1. Siły lub ruchy zewnętrzne,
2. Efektami pływalności wynikającymi z kontrastu gęstości skał,
3. Tektoniką ekstensyjną.

Do mechanizmów ekshumacji skał HP i UHP wywołanych przez siły zewnętrzne zalicza się następujące modele:

1. Ekspulsji lub ekstruzji,
2. Ekstrakcji (Froitzheim i in., 2003),
3. Uskoków przesuwczych,
4. „Płynięcia narożnikowego” (ang. corner flow) w pryzmie akrecyjnej (Platt, 1986),
5. „Płynięcia kanałowego” (ang. chanel flow) w pryzmie akrecyjnej (Platt, 1986).

Popularny model ekspulsji zakłada oderwanie i wyciskanie skał HP i UHP w strefie nadsubdukcyjnej w wyniku poziomej kompresji. Skorupa kontynentalna subdukowana była do głębokości płaszcza, gdzie doznała deformacji i rekryształizacji. Oderwanie płyty litosfery (slab breakoff) i wynikająca stąd pływalność skorupy kontynentalnej o niskiej gęstości jest odpowiedzialna za powrót skał UHP na powierzchnię Ziemi (Liou i in., 1997).

Usunięcie w dół czyli ekstrakcja jest najnowszym mechanizmem ekshumacji skał HP i UHP (Froitzheim i in., 2003) zastosowanym dla płaszczowiny Adula w Alpach Centralnych. Ekstrakcja przykrywających skał płaszcza (tworzącego klin) w wyniku ich negatywnej pływalności wywołuje ekshumacje skał HP i UHP. Trzy cechy są diagnostyczne dla tego mechanizmu: (1) występowanie dwóch upakowanych szwów oceanicznych z jednostką kontynentalną pomiędzy nimi; (2) położeniem jednostki HP poniżej dolnego szwu oceanicznego; (3) spadek w wartościach P na dolnym szwie oceanicznym.

Do mechanizmów ekshumacji skał HP i UHP wywołanych pływalnością skał należy erozja i izostazja, a zwłaszcza izostaticzne odgięcie litosfery nad oderwaną w strefie subdukcji płytą litosfery. Jednak procesy erozji mogą dotyczyć wyłącznie ekshumacji skał HP i UHP położonych tylko ponad poziom morza. Tempo erozji wynosi zwykle od około 0,001 do prawie 0,5 mm/rok; rzadko jednak przekracza ono wartości 1–5 mm/rok.

Tektonika ekstensyjna (inaczej określana jako denudacja tektoniczna), może także przyczynić się znacząco do ekshumacji skał HP i UHP. Tektonika ta jest spowodowana głównie siłami wywołanymi kontrastami w elewacji powierzchni Ziemi powstałymi po procesach orogenicznych (post-kolizyjnych). Wydzielić można w grupie mechanizmów ekshumacji skał HP i UHP, w wyniku ekstensji dwa zasadnicze modele: (1) podklejania i pogrubiania tektonicznego prowadzącego do ekstensyjnego kolapsu i wycienienia skorupy przez odkłucia ekstensyjne; (2) ekstensji litosfery w klinach orogenicznych.

Analiza obszernej literatury przedmiotu prowadzi do kilku zasadniczych wniosków:

1. Współczesne tempa ekshumacji skał HP i UHP są bardzo zbliżone do tempa ekshumacji w paleozoicznych pasmach orogenicznych;
2. Procesy ekshumacji występują zwykle nie później niż kilkadziesiąt mln lat po subdukcji;
3. Wśród różnych proponowanych modeli ekshumacji skał HP i UHP dominuje dynamika pryzmy akrecyjnej z współudziałem procesów erozji;

4. Spadek w prędkości pionowej podczas ekshumacji skał HP i UHP musiał być rekompensowany przemieszczeniami bocznymi, związanymi z procesami ekstensji w płytszych poziomach litosfery (Duchene i in., 1997).

W dyskusji brali udział: H. Awdankiewicz, W. Bobiński, S. Cwojdzinski, A. Grocholski, W. Kozdrój i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 1 lutego 2005 r.

Zbigniew CYMERMAN: Tektonika masywu suwalskiego

Na posiedzeniu przedstawiono najważniejsze wyniki badań strukturalnych i kinematycznych masywu suwalskiego wykonane w czasie realizacji grantu nr KBN 8 T12B 001 21 pt. „Strefy ścinania a mineralizacje rudne suwalskiego masywu anortozytowego”. Najważniejszym zadaniem tego projektu badawczego było rozpoznanie stref ścinania podatnego w archiwalnych materiałach wiertniczych z otworów z suwalskiego masywu anortozytowego. Złoża rud Fe-Ti-V „Krzemianka” i „Udryń” wchodzi w skład tego masywu, gdzie wykonano 103 otwory w latach 1957–1991, co stanowi ponad połowę wszystkich otworów nawiercanych prekambryjskie skały krystaliczne kratonu wschodnioeuropejskiego na obszarze Polski.

Szczegółowa analiza strukturalna i kinematyczna objęła łącznie ponad 81 tys. metrów rdzeni w pełni zbadanych, 90 otworach i w 4 kolejnych jeszcze nie w pełni zbadanych. Analiza wykonana była w różnych skałach masywu suwalskiego, głównie w anortozytach, norytach, ferrolitach, gabronorytach, leukogabrach, gabrodioritach, diorytach, granitoidach i pegmatytach; a także w czarnokitach, enderbitach, gnejsach, migmatytach i granulitach z otoczenia masywu suwalskiego. Mezoskopowa analiza obejmowała przegląd materiału wiertniczego i poszukiwanie struktur powstałych w wyniku deformacji rotacyjnej w warunkach podatnych. Rozpoznanie to obejmowało struktury planarne (foliacje magmową i mylonityczną, struktury mylonityczne typu S-C, ekstensyjne, asymetryczne pasemka ścinania C', strefy kataklazy i zbrekcionowania oraz uskoki i spękania), linijne (lineacje ziarna mineralnego, uznane za lineacje z rozciągania, mylonityczne oraz rysy ślizgowe na uskokach) i bardzo rzadkie — fałdowe. Osobną grupę stanowiły wskaźniki ścinania (asymetryczne porfiroklasty typu σ i typu δ , struktury typu domina, pasemka ścinania typu C', spękania kulisowe) pozwalające wyznaczyć nie tylko zwrot i kierunek transportu tektonicznego domen strukturalnych, ale także wyznaczające interwały występowania stref ścinania podatnego. Kameralne prace tektoniczne obejmowały również ustalenie orientacji foliacji magmowej S_0 i (lub) foliacji mylonitycznej S_M w oparciu o studium dokumentacji złożowych i kart otworów. Umożliwiło to konstrukcje szeregu przekrojów geologiczno-złożowo-strukturalnych z obszarów złożowych „Udryń” i „Krzemianka” oraz wyciągnięcia wniosków o pośredniej orientacji foliacji magmowej S_0 i (lub) foliacji mylonitycznej S_M w oparciu o pomiary geofizyczne skrzywienia osi otworów.

Analiza ta udokumentowała w skałach zasadowych masywu suwalskiego rozwój podatnych, nasunięciowych łusek i (lub) imbrykacji. Rozpoznano co najmniej 3024 stref ścinania podatnego w 94 otworach masywu suwalskiego. Jednak, liczba ta może być co najmniej dwukrotnie wyższa ze względu na redukcje rdzeni w części zbadanych otworów. Deformacja rotacyjna doprowadziła do rozwoju skał mylonitycznych, silnie zróżnicowanych pod względem stopnia intensywności ich wykształcenia, jak i miąższości tych skał. Na podstawie nowych danych i za pomocą szeregu przekrojów geologiczno-złożowo-strukturalnych udało się określić dominujący kierunek transportu tektonicznego ku NE, przy zakładanym i częściowo udokumentowanym upadzie foliacji złożonej S_0+S_M ku SW oraz nachyleniu lineacji z rozciągania L_M w kierunku równoległym lub zbliżonym do kierunku upadku foliacji S_0+S_M , czyli ku SW. Wyznaczony kierunek transportu tektonicznego (generalnie ku NE) charakteryzuje przede wszystkim obszary złożowe „Krzemianka” i „Udryń”. Na obszarze masywu suwalskiego tylko w 3 otworach („Pawłowska PIG 1”, „Łopuchowo IG 1” i „Jezioro Szlinokienskie PIG 1”), ewentualnie w 4 („Boksze PIG 1”) stwierdzono transport tektoniczny ku SW. W dwóch innych („Żubryń IG 1” i „Zaboryszki IG 1”), a może także w wierceniach „Bilwinowo PIG 1” i „Jezioro Szlinokienskie PIG 1” stwierdzono domeny transpresyjne z prawoskrętną składową przesuwczą.

Wydaje się prawdopodobne, że liczne wystąpienia rud ilmenitowo-magnetytowych z obszarów złóż „Krzemianka” i „Udryń” znajdują się głównie w domenach frontalnych i (lub) spągowych szeregu łusek ponasuwanym z SW ku NE. Do przemieszczania ku NE, szeregu domen skalnych (podatnych pakietów nasunięciowych) w formie cienkich łusek, doszło w czasie deformacji kompresyjnej D_1 w warunkach amfibolitowej i granulitowej (?) facji metamorfizmu regionalnego, podczas orogenezy gotyjskiej, (około 1,5 mld lat temu). Bardziej zlokalizowane i młodsze były procesy kompresyjne i (lub) ekstensyjne, związane z inwersyjnym i (lub) normalnym, podatno-kruchym i kruchym uskokowaniem w czasie deformacji D_2 .

Przedstawiony nowy model tektoniczny podkreśla ważną, a być może dominującą rolę procesów dynamometamorficznych z rozwojem heterogenicznych, zlokalizowanych stref ścinania podatnego w ewolucji masywu suwalskiego. Ten model tektonicznego rozwoju masywu suwalskiego, uwzględnia decydującą rolę deformacji kontrakcyjnej (kompresyjnej) w rozwoju masywu suwalskiego. Deformacja ta wyraziła się rozwojem silnie heterogenicznych stref ścinania podatnego o charakterze kompresyjnym (skracaniu), prowadzącym do nasunięciowych przemieszczeń. Przemieszczenia skierowane z SW ku NE obejmowały głównie cienkie łuski (domeny strukturalne) z obszaru SW części masywu suwalskiego razem z ciałami rudnymi złóż rud Fe-Ti-V „Krze-

mianka” i „Udryń”. Rozwój tych silnie heterogenicznych stref ścinania wpływał na ostateczne rozmieszczenie i formy ciał rudnych na obszarze złożowych „Krzemianka” i „Udryń”. Przemieszczenia podobnych w formie domen strukturalnych z NE ku SW obejmowałyby prawdopodobnie wschodnią część masywu suwalskiego i przeważającą część kratonu wschodnioeuropejskiego na obszarze Polski NE (Cymerman, 2004a, b).

W dyskusji brali udział: W. Bobiński, S. Cwojdzński, A. Ihnatowicz, W. Kozdrój i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 8 marca 2005 r.

Karolina ORDZIK: **Struktura górnego płaszcza w świetle badań tomografii sejsmicznej**

Zastosowanie tomografii sejsmicznej do badania górnego płaszcza Ziemi pozwala na rozpoznanie lateralnych anizotropii w jego obrębie. Obraz anizotropii jest przedstawiany na mapach rozkładu przewodności dla różnych poziomów górnego płaszcza. Dzięki zespołowi takich map, stwierdzono istnienie struktur związanych z chłodną i sztywniejszą w stosunku do otoczenia materią. Struktury te, występujące pod kontynentami i tworzące tzw. korzenie kontynentów zanikają wraz z głębokością. Można je również nazywać korzeniami kontynentalnych płyt litosfery.

Tomografia sejsmiczna została opracowana przez G. N. Hounsfielda w 1971 r. Do badań wnętrza Ziemi zastosowano tę metodę po raz pierwszy w 1977 r. Umożliwiła ona badanie lateralnych niejednorodności w płaszczu. Wcześniejsze metody pozwalały uchwycić jedynie zmiany zachodzące wraz z głębokością, czyli rozwarstwienie wnętrza Ziemi. Wyniki badań tomografii sejsmicznej przedstawia się w postaci map dla określonej głębokości. Dla zadanej głębokości ustala się średnią prędkość fal sejsmicznych. Przypisuje się jej wartość izolinii 0. Następnie bada się odchylenia od tej średniej i wyniki nanosi w postaci izolinii o odpowiedniej wartości. Odchylenia w kierunku dodatnim świadczą o wyższej od średniej prędkości fal, wyższym współczynniku sprężystości, a więc niższej temperaturze materiału. Odpowiednio, odchylenia w kierunku ujemnym świadczą o niższej od średniej prędkości fal sejsmicznych, niższym współczynniku sprężystości i wyższej temperaturze materiału. Różnice prędkości fal wyraża się najczęściej w procentach. Mając mapy dla kilku głębokości można wykonać przekrój przez płaszcz wzdłuż dowolnie wybranej linii.

W większości prac obraz sejsmiczny górnego płaszcza przedstawiany jest na mapach globalnych. Związek płyt litosfery z ich korzeniami nie jest w tej sytuacji dobrze wyeksponowany. Struktury te są najbardziej wyraźną cechą budowy górnego płaszcza i niewątpliwie mają duże znaczenie geotektoniczne. Dlatego też, potrzebne jest wyizolowanie pojedynczych korzeni na regionalnych mapach, obejmujących pojedynczą płytę litosfery, w celu otrzymania dokładniejszych ich obrazów.

W 2001 roku w Zakładzie Geologii Fizycznej Wydziału Nauk Przyrodniczych Uniwersytetu Wrocławskiego autorka wykonała pracę licencjacką, której celem było wyeksponowanie korzeni płyt: południowoamerykańskiej, afrykańskiej i australijskiej poprzez wykonanie dla nich syntetycznych przekrojów przez górny płaszcz i tym samym otrzymanie dokładniejszych obrazów tychże struktur. O wyborze tych trzech płyt zadecydowała jakość dostępnego materiału oraz ilość możliwych do wykorzystania w tym celu danych (dla Australii, Afryki i Ameryki Południowej jest ich najwięcej). Na wszystkich istniejących mapach kontynenty te są oddalone od brzegów odwzorowania kartograficznego i dlatego są najlepiej widoczne i najmniej zniekształcone. W pracy zebrano dane z kilku różnych publikacji. Dane te uśredniono dla pięciu poziomów głębokości: 100, 150, 200, 300 i 400 km., stosując metodę zaproponowaną przez Jana Koziała. Końcowym efektem pracy są przekroje o przebiegu południkowym i równoleżnikowym przez korzenie płyt afrykańskiej, południowoamerykańskiej i australijskiej.

Ze względu na oczywisty związek struktury i dynamiki litosfery ze strukturą i dynamiką górnego płaszcza, korzenie płyt litosfery mają fundamentalne znaczenie geotektoniczne. W związku z tym powinny być traktowane jako temat wydzielony a nie tylko, jak dotychczas, jako element ogólnej budowy górnego płaszcza. W szczególności powinno się dążyć do uzyskania dokładniejszych obrazów pojedynczych korzeni płyt litosfery przy wykorzystaniu maksymalnej ilości dostępnych danych. Wspomniana praca jest wstępną próbą takiego podejścia, opartą na metodzie uśredniania obrazów warstwicznych danego korzenia, prezentowanych w różnych publikacjach. Dalsze stosowanie tej metody wymaga opracowania odpowiednich programów komputerowych oraz korzystania z wyraźniejszych map warstwicznych górnego płaszcza od dotychczas publikowanych.

W dyskusji brali udział: S. Cwojdzński, W. Kozdrój, J. Koźma, B. Przybylski, C. Sroga.

Posiedzenie odbyło się w dniu 7 kwietnia 2005 r.

Magdalena CZYŻOWSKA: Palinostratygrafia osadów dolnokarbońskich Ptasiej Góry w okolicy Wałbrzycha

Teren badań palinologicznych położony jest około 500 m na SW od punktu wysokościowego 530,1 na wzgórzu Czarnota od północno-zachodniego zbocza Ptasiej Góry. Dolina ta nosi nazwę Głęboki Wąwóz i położona jest na obszarze Wałbrzycha Miasta.

Ptasia Góra występuje w obrębie niecki śródsudeckiej — położonej na północnych peryferiach Masywu Czeskiego. Jest to jednostka tektoniczna środkowej części Sudetów i stanowi synklinorium o rozciągłości NW–SE. Północno-wschodnia część niecki leży na terytorium Polski, a południowo-zachodnie skrzydło należy do Czech. Niecka wypełniona jest głównie skałami osadowymi, powstałymi z materiału pochodzącego z niszczenia otaczających ją masywów. Wiek tych skał obejmuje interwał od środkowego karbonu aż po późną kredę. Następstwo serii zawiera parę luk stratygraficznych, z których największa obejmuje późny trias, jurę i wczesną kredę.

Początek rozwoju niecki wiąże się z późną fazą ruchów bretońskich, kiedy to w środkowym wizenie rozpoczęła się sedymentacja lądowa najstarszych osadów, głównie gruboklastycznych. W późnym wizenie miała miejsce krótkotrwała transgresja morska ze strefy morawsko-śląskiej. W niektórych miejscach osady deltowe górnego wizenia przechodzą bez ostrej granicy w bagienno-rzeczne węglonośne utwory dolnonamurskie, rozpoczynające profil górnego karbonu.

Formacja ze Szczawna osiąga miąższość od ok. 600 m na północy Wałbrzycha do 3000 m w okolicy Kamiennej Góry. Tworzą ją zlepieńce, piaskowce, mułowce, iłowce. W zlepieńcach o szkielecie zwartym, dominują otoczaki metamorficznego kompleksu kaczawskiego, gnejsów sowiogórskich oraz hipotetycznego masywu południowego.

W zbadanym obszarze Ptasiej Góry wyróżniono dwie litofacje:

1) litofacja gruboziarnista — zlepieńce o zwartym szkielecie, których miąższość dochodzi maksymalnie do 2 m.

2) litofacja drobnoziarnista — (dominująca) mułowce, łupki mułowcowe, iłowce. Mułowce mają barwę od szarej przez zielonkawą po brunatną. Miejscami wykazują silnie złupkowanie tworząc wtedy tzw. łupki mułowcowe.

Według Mastalerza typy litofacji odzwierciedlają różny transport i mechanizm depozycji. Gruboziarniste osady w postaci zlepieńców budowały stożki deltowe. Ich sedymentacja była zdominowana przez spływy grawitacyjne. Natomiast drobnoziarniste utwory są wynikiem prądów turbidytowych, tworzących się w części proksymalnego szelfu lub przejścia szelfu w basen.

Badania biostratygraficzne prowadzone były przez Żakową dla osadów górnej części dolnego karbonu. Wiek badanych skał określono głównie na podstawie goniatytów oraz całych zespołów faunistycznych (małże, ramienionogi, liliowce, ślimaki i mszywioly) na późny wizen od poziomu Go α = *Goniatites crenistria* do trzeciego podpoziomu w poziomie Go β = *Goniatites striatus* (Go β_3 = *Goniatites stratus falcatus*).

Przeprowadzona została analiza palinofacjalna utworów z Ptasiej Góry. Palinofacja to całość cząstek palinologicznych (organicznych) występujących w preparatach mikroskopowych po zmacerowaniu skały w kwasach nieorganicznych. Badaniom palinofacjalnym poddawana jest próbka nieutleniona. Skład palinofacji daje nam możliwość sformułowania wniosków na temat środowiska powstania danej skały.

Z przeprowadzonych badań ilościowych na 6 próbach utworzono diagramy procentowej zawartości poszczególnych grup cząstek palinologicznych. Wyraźnie dominują nieprzeźroczyste fitoklasty o ostrokrawędzistym, nieregularnym lub owalnym kształcie. Podrzędnie występują fitoklasty nieprzeźroczyste, o kształcie prostokątnym, fitoklasty brązowe o kształcie prostokątnym z zachowaną strukturą roślinną oraz palinomorfy. Prawie wszystkie próby mają zbliżone proporcje. Niektóre odznaczają się podwyższoną zawartością spor obok fitoklastów.

Po rozpoznaniu składu palinofacji możemy przeprowadzić jego interpretację paleoekologiczną. Służą temu specjalne trójkąty klasyfikacyjne, na których w zależności od zawartości w materiale palinologicznym palinomorf, materii amorficznej i fitoklastów lokalizujemy badaną próbkę. Rezultatem jest określenie środowiska sedymentacji badanej skały. W związku z całkowitym brakiem w analizowanych próbkach substancji amorficznej, bardzo wysokim udziałem fitoklastów i pewną zawartością palinomorf przebadane próbki najbardziej odpowiadają proksymalnemu (natlenionemu) szelfowi lub basenowi.

Badania palinofacjalne stanowią cenne uzupełnienie wniosków paleoekologicznych, wynikających z badań sedymentologicznych.

Z terminem palinofacja wiąże się geochemiczny termin kerogen. Kerogen jest to nierozpuszczalna (w rozpuszczalnikach organicznych i nieorganicznych) materia organiczna. Obydwa te terminy są bliskoznaczne, lecz nie jednoznaczne. Pomimo to możliwa jest identyfikacja typu kerogenu metodami optycznymi, co ma duże praktyczne znaczenie przy poszukiwaniu bituminów.

Powstanie węglowodorów uzależnione jest, od dwóch głównych czynników: odpowiedniej jakości materiału wyjściowego, tj. kerogenu oraz odpowiednich warunków, w których materia organiczna może się przekształcić w węglowodory (tzw. dojrzałość termiczna materii organicznej). Kerogen III tego typu charakteryzuje skały źródłowe dla generowania gazu ziemnego. Z takim typem mamy do czynienia w przebadanych próbkach.

W przypadku palinomorf dojrzałość termiczna ujawnia się w postaci zmienności ich barw, która jest korelowana z poszczególnymi etapami generacji węglowodorów. TAI (thermal alternation index) to najczęściej stosowana skala barw w praktyce palinologicznej, która odzwierciedla przeobrażenie materii organicznej budującej palinomorfy w zależności od temperatury. Ocenę barwy miospor przeprowadzono na podstawie obserwacji okazów rodzaju *Calamspora*. Najczęściej miały one barwę żółto-pomarańczową lub pomarańczową, co odpowiada wartości TAI od 2/3 do 3. Miospory wszystkich taksonów mają szerszy zakres od 2/3 do 6.

Mikroskopowa analiza zmienności barw palinomorf, umożliwia określenie termicznej dojrzałości osadów, która jest skorelowana ze współczynnikiem refleksyjności witrynytu, który jest podstawowym parametrem określającym stopień zmetamorfizowania materii organicznej. Maksymalna temperatura, w jakiej występowały badane skały waha się przedziale od 30–65 do 120–170°C. Oznaczony przedział zmienności termicznej sporomorf stwarza warunki do generacji gazu ziemnego.

W przypadku osadów lądowych oraz osadów morskich, powstałych w środowisku przybrzeżnym, wnioski biostratygraficzne można formułować również w oparciu o szczątki florystyczne, makroflorę oraz zespoły miosporowe.

Palinologia dostarcza dużo wartościowszego materiału do interpretacji wiekowej w porównaniu ze szczątkami makroflorystycznymi, ponieważ organy reprodukcyjne roślin są zwykle bardziej progresywne od wegetatywnych, a poza tym frekwencja miospor w próbkach skalnej jest z reguły wysoka.

Oznaczenia rodzajowe mogą być przydatne do celów stratygraficznych, gdy w badanym fragmencie profilu pojawia się ważny stratygraficznie rodzaj. Do określenia wieku zwykle niezbędne są oznaczenia gatunkowe, ponieważ zasięgi stratygraficzne rodzajów miospor karbońskich są zwykle dość długie, a gatunków, znacznie krótsze. Wnioski stratygraficzne można próbować formułować również wówczas, gdy zespół miospor jest nieliczny, ale na tyle dobrze zachowany, że możliwa jest identyfikacja gatunkowa. Szczególną uwagę zwraca się wówczas na występowanie ważnych stratygraficznie taksonów o krótkich zasięgach stratygraficznych, uznanych za swego rodzaju repery. Występują one zwykle nielicznie, w obrębie zespołów zdominowanych przez taksony długowieczne. Zasięgi pionowe tych ważnych gatunków w badanym profilu przedstawia się w postaci wykresów. Na podstawie ich dystrybucji w profilu wyznacza się zony miosporowe. Mają one charakter poziomów zespołowych (cenozon).

Z pobranych trzydziestu próbek, dwanaście z nich zostało poddane maceracji. Z jednej próbki oznaczono gatunkowo bądź rodzajowo około 100 okazów miospor. Sporomorfy występują licznie, lecz większość z nich jest mocno zniszczona lub zdeformowana. Główny czynnik zniszczenia miospor to droga transportu, jaką musiały przebyć by dostać się do morskich osadów formacji ze Szczawna.

Ogółem oznaczono 172 taksony miospor w tym 52 rodzaje (120 gatunki). W badanym materiale palinologicznym występują domieszki starszych miospor. Spowodowane jest to prawdopodobnie warunkami tworzenia osadów, których głównym mechanizmem depozycji były prądy turbidytowe.

Z analizy znaczących zasięgów stratygraficznych wynika, że oznaczone miospory datują skały na zone *Tripartites vetustus*–*Rotaspora frakta* VF, odpowiadającą wyższemu wizenowi.

W dyskusji brali udział: G. Nowak, A. Bossowski i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 12 kwietnia 2005 r.

Stefan CWOJDZIŃSKI: Orogeneza i górotwórczość — spojrzenie ekspansjonisty

Termin „orogeneza” w dzisiejszej literaturze tektonicznej uznawany jest za proces tworzenia się struktur tektonicznych dominujących w górach fałdowych — a więc fałdów i nasunięć. Z kolei powstawanie gór jako elementów rzeźby powierzchni Ziemi opisuje się terminem „górotwórczość”, a nie „orogeneza” mimo pierwotnego znaczenia tego słowa.

Typowy orogen fałdowy jest strefową zbudowaną z przedpola orogenu, zapadliska przedgórskiego, pasma fałdowego (fałdowo-nasunięciowego), masywu fałdującego, strefy wulkanicznej oraz zapadliska śródgórskiego. Ludzi od dawna interesował problem genezy gór i występujących w ich obrębie struktur deformacyjnych. Już na przełomie XVIII i XIX w. ukształtowały się dwa ciągi hipotez dotyczących powstawania pasów fałdowo-nasunięciowych i gór. Ciąg hipotez tektoniki pionowej opierał się na obserwacjach wskazujących, że ruchy poziome są wtórne względem ruchów pionowych (Hutton). W tym ciągu hipotez mieszczą się m.in. tektonika geotumorów Haarmanna (1930), koncepcja astenolitowa van Bemmelen (1952) oraz model orogenu diapirowego Careya.

Ciąg hipotez tektoniki poziomej rozpoczęty przez hipotezę kontrakcji Ziemi oparty był na założeniu, iż deformacje tektoniczne są wywoływane przez naciski tangencjalne, a ruchy pionowe są wtórne.

W tym ciągu hipotez mieści się idea dryftu kontynentów Wegenera, koncepcja orogenów kolizyjnych Arganda i deformacji w strefie schodzących prądów konwekcyjnych Holmesa oraz jej ukoronowanie — tektoniczno-płytkowe modele orogenów subdukcyjnych i kolizyjnych.

Równolegle rozwijane są idee tektoniki grawitacyjnej. Struktury grawitacyjne powstają poprzez ześlizg grawitacyjny, spreading grawitacyjny lub diapiryzm będący efektem niestabilności grawitacyjnej mas skalnych. Boczna ekspansja diapirów (np. solnych) wywoływać może deformację skał otaczających. Wypiętrzeniem kopułowym towarzyszą fałdowania na obszarach międzykopułowych.

Syntetyczny model orogenu musi być oparty na wyjaśnieniu jego strefowości i charakteru naprężeń dominujących w poszczególnych partiach i poziomach orogenu. Nie ulega wątpliwości, że w podłożu zapadlisk przedgórskich panują struktury tensyjne

typu uskoku normalnych, schodowych, mimo, iż skały osadowe wypełniające zapadliska wykazują często deformacje fałdowe. Stwierdzany geofizycznie pod orogenami tzw. korzeń orogenu nie jest efektem kompresyjnego zgrubienia skorupy, lecz utworzenia "bazaltowej", poduszki, która oddziałując pionowo wywołuje efekt górotwórczości. Poduszka taka tworzy się w warunkach rozciągania skorupy. Także zapadlisko śródgórskie (lub zagórskie) ma ewidentnie charakter tensyjny. Metodami geofizycznymi stwierdzana jest obecność pod takimi obszarami resztek diapirów płaszcza (np. basen panoński, basen Padu), w wypadku diapirów nadal aktywnych, obszary śródgórskie lub zagórskie stanowią wysoko wypiętrzone plateau (np. Tybet, Altiplano). Ze zjawiskami kompresyjnymi mamy do czynienia jedynie w górnoskorupowych pasach fałdowo-nasunięciowych. Zewnętrzna, w stronę zapadlisk przedgórskich, dyspersja kierunków transportu tektonicznego w Alpach Europy, N Afryki i Azji Mniejszej i w wielu innych orogenach, świadczy o grawitacyjnym transporcie mas skalnych ze zboczy diapirów płaszcza. Transport ten odbywa się zarówno w strefie przypowierzchniowej, obejmując płaszczowiny skał osadowych, jak i wewnątrz skorupy, gdzie podlegają mu całe masy skał krystalicznych podłoża (masywy fałdujące). Tak więc, syntetyczny model orogenu musi uwzględniać elementy tektoniki grawitacyjnej, która odbywa się na tle powszechnej ekstensji podłoża. Taki model doskonale odpowiada warunkom panującym na Ziemi ekspandującej.

Ekspansja wnętrza planety zapewniająca rozciąganie zewnętrznych geosfer ułatwia podnoszenie ku powierzchni mas materii płaszczowej, która tworząc diapiry, oddziałuje termicznie i dynamicznie na skorupę, zapewniając warunki dla powstawania orogenów diapirowych. Jednocześnie zmniejszająca się krzywizna zewnętrznych partii skorupy kontynentalnej odpowiada za pojawianie się deformacji z wypłaszczenia, które, zwłaszcza na krawędziach kratonów mogą przyczyniać się do powstawania pasów fałdowo-nasunięciowych o znacznych amplitudach przemieszczeń poziomych. Na ekspandującej Ziemi jest zatem miejsce zarówno dla tektoniki pionowej i wtórnej względem niej — tektoniki grawitacyjnej, jak i dla deformacji tangencjalnych.

Górotwórczość, czyli tworzenie się reliefu górskiego, jest natomiast związana, zwłaszcza w orogenach mezo-kenozoicznych, z procesem wypiętrzeń en block całych masywów, których deformacja tektoniczna zachodziła często znacznie wcześniej i bez bezpośredniego związku z procesem powstawania gór. Istnieje także wiele przykładów gór zbudowanych z fragmentów wypiętrzonych platform (Plateau Kolorado), systemów górskich na pasywnych krawędziach kontynentów (Ghaty, Góry Przylądkowe), czy wysoko wypiętrzonych pokryw lawowych (Etiopia, Ruwenzori).

Wydaje się, iż struktura tektoniczna jest niezależna w stosunku do procesu górotwórczego. Góry są wynikiem pionowych ruchów wypiętrzających, które odbywają się często wzdłuż uskoku brzeżnych lub ramowych. Stanowią one na ogół rozcinane przez erozję penepleny. Nie istnieją góry fałdowe w tym sensie, że proces fałdowania i powstanie gór są równoczesne lub wywołane przez tę samą przyczynę.

W dyskusji brali udział: W. Kozdrój, C. Sroga, J. Badura i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 18 października 2005 r.

Karolina ORDZIK: Struktury deformacyjne w koluwiach osuwiskowych wzgórza Guzowata — ich inwentaryzacja i znaczenie dla określenia paleoskłonu

W referacie przedstawiono wyniki wykonanej przez prelegentkę w 2003 roku pracy magisterskiej, której celem była rekonstrukcja lokalnego paleoreliefu wybranego obszaru niecki śródsudeckiej we wczesnym permie. Podstawą dla takiej rekonstrukcji były osady czerwonego spągowca, odsłaniające się w zboczach wschodniej części wzgórza Guzowata k/Radkowa. Osady te, w przeważającej masie, są kopalnymi koluwiami osuwiskowymi. Kierunek transportu grawitacyjnego, a tym samym i paleoskłonu, zapisał się w licznych, osuwiskowych strukturach deformacyjnych. Ponadto, w osadach, których cechy strukturalne wykluczają ich redepozycję i deformację, wyznaczono kierunki paleotransportu hydraulicznego. Praca opierała się głównie na dokumentacji terenowej.

Wzgórze Guzowata (501,5 m n.p.m.) znajduje się na zachód od miejscowości Radków. Odsłonięcia, w których prowadzone były badania, znajdują się na południowo-zachodnim stoku wzgórza. Podczas prac terenowych, wykonane zostały schematyczne profile odsłonieć w trzech punktach położonych na linii W–E. Profilowanie oparte było na dokładnych opisach litologicznych, głównie cech teksturalnych i strukturalnych, obecnych w osadach powierzchniowych oraz pomiarach ich orientacji i miąższości. Odsłonięcia przebadane zostały pod względem obecnych w nich facji pierwotnych (zachowanych fragmentów niezaburzonych osadów stożkowych) i facji wtórnych (powstałych w wyniku redepozycji). Facje te dokładnie opisano, udokumentowano fotograficznie oraz sklasyfikowano. Głównym zadaniem pracy terenowej było znalezienie w odsłonięciach jak największej ilości struktur deformacyjnych wskazujących jednoznacznie lub z dużym prawdopodobieństwem kierunek nachylenia paleoskłonu. Struktury te zostały również opisane i sfotografowane, a ich parametry kierunkowe pomierzone za pomocą kompasu geologicznego.

W obrębie badanych osadów, niemal zupełnie brakuje jednostek osadowych, które w sposób uzasadniony można uznać za pierwotne osady stożkowe w swojej pierwotnej i naturalnej dla tego środowiska pozycji. Tym samym, żadne z pierwotnych cech uważanych powszechnie za wskaźnikowe dla określania kierunku transportu hydraulicznego (np. przekątne laminacje, warstwowania, osie rynien) nie mogą być traktowane jako rzeczywiście wskazujące taki kierunek, a tym bardziej kierunek paleoskłonu.

Większość pierwotnych facji występuje wyłącznie jako izolowane i zdeformowane obiekty, o charakterze intraklastów. Ich identyfikacja potwierdza jednak stożkowy charakter zespołu facjalnego. Intraklasty stanowią jeden z elementów masy koluwiów osuwiskowych i w zależności od stopnia zachowania wykazują różne deformacje, które w niektórych przypadkach (nasunięcia, fałdy, struktury typu pull apart) mogą być wskaźnikowe dla kierunku redepozycji.

Charakterystyczną strukturą deformacyjną w badanych utworach są zafałdowane powierzchnie ścinania i laminy dyfuzyjne. Ich obecność dowodzi, że procesy osuwiskowe były co najmniej 2-fazowe. W pierwszej fazie miało miejsce intensywne ścinanie i homogenizacja osadów wewnątrz masy osuwiskowej (etap redepozycji materiału upłynnionego). W drugiej fazie dochodziło do zafałdowania powstałych wcześniej powierzchni ścinania w warunkach odkształcenia plastycznego (faza schyłkowa, stabilizacja masy osuwiskowej).

Pomiary osi fałdów, kierunków nasunięć oraz osi porozrywanych fragmentów koryt wskazują na kierunek przemieszczania mas osuwiskowych ku NE. Kierunek ten wyznacza jednocześnie paleoskłon o biegu NW–SE, który z kolei najprawdopodobniej wyznacza południowe ramy basenu śródsudeckiego w permie.

W dyskusji brali udział: S. Cwojdzński, J. Wojewoda, J. Badura i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 25 października 2005 r.

Linda SOBOL: Wody podziemne w rejonie Wrocławia — zasoby, zagrożenia jakości oraz możliwości wykorzystania

Niżowa struktura wodonośna rejonu Wrocławia jest powszechnie określana jako niecka wrocławska. Na tym obszarze występowanie głównych poziomów użytkowych, stwierdzono w utworach holocenu, plejstocenu, neogenu oraz triasu. Niewystarczające zasoby oraz zła jakość wód podziemnych uniemożliwiły budowę większych ujęć wód podziemnych na terenie miasta. Z tego względu, podstawę systemu zaopatrzenia stanowią wody powierzchniowe Nysy Kłodzkiej i Oławy (sztucznie infiltrowane do osadów holoceniskich w obrębie doliny Odry). Wody podziemne ujmowane dodatkowo z piętra neogeńskiego stanowią mniej niż 1% w całkowitej produkcji wody.

Występowanie wód w utworach plejstocenu i holocenu stwierdzono na większości obszaru Wrocławia, za wyjątkiem południowo-zachodniej części miasta. Zawodnienie tej formacji związane jest z występowaniem przepuszczalnych osadów pochodzenia glacialnego, fluwioglacjalnego i rzeczno-glacialnego. Wody występujące w utworach plejstocenu i holocenu charakteryzują się bardzo płytkim zaleganiem, a co za tym idzie dużą podatnością na zanieczyszczenia antropogeniczne. Są one zasilane poprzez infiltrację wód opadowych. Wody piętra neogeńskiego występują w piaszczystych soczewach i przewarstwieniach w obrębie miększej serii ilów poznańskich. Zasilanie piętra neogeńskiego odbywa się poprzez kontakty hydrauliczne z piętrzem wyżej ległym w kopalnych strukturach rynnowych oraz poprzez ascenzję mineralizowanych wód z podłoża. Odra jest naturalną bazą i osią drenażu obu pięter. Degradację jakości wód podziemnych w rejonie Wrocławia powodują liczne ogniska zanieczyszczeń związane z funkcjonowaniem dużego ośrodka miejskiego. Są to przede wszystkim zakłady przemysłowe, magazyny oraz stacje paliw płynnych. Wodom podziemnym zagrażają również ścieki miejskie z sieci kanalizacyjnej oraz systemy kanalizacyjne zakładów przemysłowych odprowadzające ścieki o różnym stopniu oczyszczenia do wód powierzchniowych. Główne zagrożenie wód piętra neogeńskiego, stanowi zwiększona mineralizacja oraz podwyższone stężenia chlorków i siarczanów spowodowane zasilaniem wodami podziemnymi z utworów triasu i permu.

Wieloletnie badania wykazały, że poza granicami miasta warunki hydrogeologiczne są bardzo korzystne. Na terenie miasta i w jego sąsiedztwie wyznaczone zostały następujące główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP): nr 319 Prochowice-Środa, w skład którego wchodzi kopalna struktura Bogdaszowic, nr 322 Oleśnica, wraz z dolinami kopalnymi — oleśnicką i nieciszowską, oraz nr 320 Pradolina Odry. Ponadto pomiędzy doliną Odry a doliną Baryczy rozpoznano strukturę kopalną nazywaną strukturą Wołowa a w okolicach Strzelina strukturę kopalną Krynki. Wymienione struktury wodonośne charakteryzują się dobrą jakością wód i na ogół dobrą izolacją od powierzchni terenu. W ich obrębie głównymi zagrożeniami jakości wód podziemnych są obszarowe zanieczyszczenia pochodzenia rolniczego.

Wyniki badań hydrogeologicznych wykazały, że kopalne struktury wodonośne mogą być potencjalnym źródłem wody pitnej o dobrej jakości dla Wrocławia. Sumaryczne zasoby dyspozycyjne tych struktur wodonośnych wynoszą 53 979,7 m³/d. Przy uwzględnieniu danych o poborze wód w obszarach perspektywicznych w 2003 roku można wnioskować, że do zagospodarowania jest około 70% zasobów dyspozycyjnych. Niezbędne są dalsze badania na rozpoznaniem przebiegu i zawodnienia struktur kopalnych.

W dyskusji brali udział: G. Nowak, M. Michniewicz, S. Cwojdzński, A. Ihnatowicz, J. Koźma i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 6 grudnia 2005 r.

ODDZIAŁ GÓRNOŚLĄSKI

Anna CHMURA, Lidia RAZOWSKA-JAWOREK, Janusz HAISIG: **Badania modelowe warunków hydrogeologicznych obszaru ujęcia wód podziemnych w Adamowicach ze szczególnym uwzględnieniem ewentualnego oddziaływania wydobywania kruszywa naturalnego w Babicach**

W referacie przedstawiono wyniki badań hydrogeologicznych wzajemnego wpływu żwirowni i studni eksploatujących wody podziemne w rejonie Adamowic koło Rybnika. Podstawową przesłanką do prowadzenia tych badań był obniżający się od kilku lat poziom wody w studniach w ujęciu w Adamowicach. W roku 2001 rozpoczęto wydobywanie kruszywa w żwirowni w Babicach, w związku z bliską jej lokalizacją w stosunku do ujęcia, zaistniała obawa czy działalność żwirowni może wpływać niekorzystnie na wody podziemne w rejonie Adamowic.

Badaniami objęto obszar o powierzchni 90 km², zlokalizowany w powiecie rybnickim (województwo śląskie). Hydrograficznie teren znajduje się w prawobrzeżnej zlewni Odry, w zasięgu dorzeczy rzeki Suminy — lewobrzeżnego dopływu Rudy i przyrzeczka Odry. W profilu hydrogeologicznym badanego rejonu wydzielono dwa zbiorniki wód podziemnych: odkryty czwartorzędowy i zakryty trzeciorzędowy, które łączą się obocznie ze sobą, tworząc jeden poziom wodonośny. Zwierciadło wody ma charakter swobodny i występuje na głębokości od jednego do kilku metrów. Wydajności studni wynoszą od 22,7 do 26,8 m³/h, współczynniki filtracji od 9,7 do 21,9 m/d.

Po dokonaniu analizy budowy geologicznej, warunków klimatycznych i hydrogeologicznych wykonano modelowanie matematyczne za pomocą programu *Modflow*. W modelu tym założono pięć symulacji warunków przepływu wód podziemnych. Rozpatrywano w nich, jaki wpływ na głębokość zwierciadła i kierunki przepływu wód podziemnych mogą mieć zmiany: zasilania poziomu wodonośnego, poboru wody w ujęciach oraz zwiększenie powierzchni i głębokości rozcięcia złoża na skutek wydobywania żwiru metodą odkrywkową.

W wyniku badań hydrogeologicznych i modelowych stwierdzono, że ujęcia i żwirownia, pomimo ich lokalizacji w obrębie jednego poziomu wodonośnego, mają obecnie oddzielne systemy krążenia, a powstanie żwirowni i zbiorników wodnych na jej terenie spowodowało podniesienie zwierciadła wody. Pobór wody w ujęciach w Adamowicach i Babicach spowodował powstanie lokalnych lejów depresyjnych, w których obniżenie zwierciadła wody wynosi od 0,5 do 5,3 m.

Określono główne czynniki, które mają wpływ na obniżanie się zwierciadła wody w studniach w badanym rejonie:

czynniki naturalne:

— niewielkie zasilanie zbiornika wskutek ograniczonego rozprzestrzenienia poziomu trzeciorzędowego i przykrycia utworami słabo przepuszczalnymi,

— zmniejszenie się opadów atmosferycznych w ostatnich kilku latach, które spowodowało słabsze zasilanie poziomu wodonośnego nie tylko w rejonie ujęć, ale i w okolicznych miejscowościach;

czynniki antropogeniczne:

— znaczne zwiększenie poboru wody w ujęciach w Adamowicach i Babicach.

Badania dotyczące oddziaływania eksploatacji żwiru na wody podziemne nie potwierdziły jej negatywnego wpływu na wysokość zwierciadła wody w tym rejonie (wykonane aktualną metodą) i wielkość eksploatacji surowca.

Dalsze obniżenie zwierciadła wody może być ograniczone poprzez bezpieczną eksploatację ujęcia przy zachowaniu odpowiedniej wydajności i depresji, jak również optymalną lokalizację nowych studni, także poprzez równoczesne utrzymanie odpowiedniej rzędnej zwierciadła wody na terenie żwirowni.

Szczegółowy opis metodyki i wyników badań przedstawiono w artykułach: A. Chmura i in. „Analiza obniżenia zwierciadła wód podziemnych w rejonie Adamowic i Babic koło Rybnika” oraz K. Rubin i in. „Badania modelowe dla ustalenia wzajemnego oddziaływania żwirowni i ujęcia wód podziemnych w Adamowicach koło Rybnika” w Materiałach Konferencyjnych „Współczesne problemy hydrogeologii”, Toruń, 2005.

W dyskusji brali udział: M. Zembał i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 17 lutego 2005 r.

Joanna FAJFER, Michał ROLKA: **Obowiązki przedsiębiorców w zakresie gospodarki odpadami w świetle aktualnych przepisów prawnych**

W wyniku realizacji zapisów planu gospodarki odpadami oraz programu ochrony środowiska dla miasta Kwidzyna w zakresie realizacji obowiązku edukacji ekologicznej, na zlecenie Urzędu Miasta Kwidzyna został opracowany „Poradnik dla Przedsiębiorcy w zakresie praw i obowiązków wynikających z uregulowań prawnych w zakresie ochrony środowiska”.

Podstawy prawne gospodarki odpadami przez przedsiębiorców regulują w Polsce następujące akty prawne:

- Ustawa z dnia 27 kwietnia 2001 r. o odpadach.; Dz.U. 2001 nr 62 poz. 628;
- Ustawa z dnia 27 kwietnia 2001 r. Prawo ochrony środowiska.; Dz.U. 2001 nr 62 poz. 627;
- Ustawa z dnia 11 maja 2001 r. o opakowaniach i odpadach opakowaniowych.; Dz.U. 2001 nr 63 poz. 638;
- Ustawa z dnia 11 maja 2001 r. o obowiązkach przedsiębiorców w zakresie gospodarowania niektórymi odpadami oraz o opłacie produktowej i opłacie depozytowej; Dz.U. 2001 nr 63 poz. 639;
- Ustawa z dnia 27 lipca 2001 r. o wprowadzeniu ustawy — Prawo ochrony środowiska, ustawy o odpadach oraz o zmianie niektórych ustaw.; Dz.U. 2001 nr 100 poz. 1085;
- akty wykonawcze do ww. ustaw.

Wytwórców odpadów obowiązuje określona hierarchia postępowania, obejmująca niżej wymienione działania w kolejności od najbardziej do najmniej pożądaných:

- zapobieganie powstawaniu odpadów lub minimalizacja ilości wytwarzanych odpadów;
- zgodny z zasadami ochrony środowiska odzysk i unieszkodliwianie odpadów, których powstaniu nie udało się zapobiec;
- deponowanie na składowisku odpadów przetworzonych, których nie udało się odzyskać lub unieszkodliwić innymi metodami.

Prowadzenie działalności, w wyniku której powstają odpady, wymaga uzyskania następujących dokumentów w zależności od rodzaju i ilości powstających odpadów:

- wytwórca odpadów zobowiązany jest do uzyskania pozwolenia na wytwarzanie odpadów, które powstają w wyniku eksploatacji instalacji w ilości powyżej 1 Mg, w przypadku odpadów niebezpiecznych lub powyżej 5 tysięcy Mg, odpadów innych niż niebezpieczne. W pozwoleniu uwzględnia się wszystkie odpady wytwarzane przez wytwórcę;
- jeżeli wytwórca wytwarza odpady niebezpieczne w ilości powyżej 0,1 Mg rocznie, zobowiązany jest do uzyskania decyzji zatwierdzającej program gospodarki odpadami;
- jeśli przedsiębiorca wytwarza odpady niebezpieczne w ilości do 0,1 Mg rocznie lub powyżej 5 Mg rocznie odpadów innych niż niebezpieczne, zobowiązany jest do przedłożenia informacji o wytwarzanych odpadach oraz o sposobach ich gospodarowania.

W szczególnych wypadkach wymagane jest uzyskanie pozwolenia zintegrowanego. Obowiązkiem uzyskania pozwolenia zintegrowanego objęto instalacje służące do:

- odzysku lub unieszkodliwiania, z wyjątkiem składowania, odpadów niebezpiecznych o zdolności przetwarzania ponad 10 ton na dobę,
- termicznego przekształcania odpadów komunalnych, o zdolności przetwarzania ponad 3 tony na godzinę,
- unieszkodliwiania, z wyjątkiem składowania odpadów, innych niż niebezpieczne, o zdolności przetwarzania ponad 50 ton na dobę,
- składowania odpadów, z wyłączeniem odpadów obojętnych, o zdolności przyjmowania ponad 10 ton odpadów na dobę lub o całkowitej pojemności ponad 25 000 ton.

Przedsiębiorca, który prowadzi działalność w zakresie zbierania lub transportu odpadów, ma obowiązek uzyskania zezwolenia na prowadzenie tej działalności. Wniosek kieruje się do właściwego starosty, ze względu na miejsce zbierania odpadów (dla działalności zbierania odpadów) lub prowadząc działalność w zakresie transportu odpadów, wniosek kieruje się do Starosty właściwego ze względu na miejsce siedziby lub zamieszkania.

Przedsiębiorca prowadząc działalność w zakresie odzysku lub unieszkodliwiania odpadów zobowiązany jest do uzyskania zezwolenia na prowadzenie tej działalności. Zezwolenie wydawane jest w drodze decyzji, na wniosek zainteresowanego, na czas oznaczony, nie dłuższy niż 10 lat.

Wniosek o udzielenie pozwolenia na wytwarzanie odpadów, w celu zatwierdzenia programu gospodarki odpadami niebezpiecznymi oraz złożenie informacji o ilości wytwarzanych odpadów i sposobach postępowania z nimi, oraz wniosek o wydanie zezwolenia na prowadzenie działalności w zakresie odzysku i unieszkodliwiania odpadów, powinien zostać skierowany do:

- Wojewody — dla przedsięwzięć mogących znacząco oddziaływać na środowisko oraz eksploatacji instalacji na terenach zakładów zaliczanych do tych przedsięwzięć;
- Starosty — dla pozostałych przedsięwzięć.

Posiadacz odpadów jest obowiązany do prowadzenia ich ilościowej i jakościowej ewidencji zgodnie z przyjętym katalogiem odpadów i listą odpadów niebezpiecznych. Ewidencja ta, w przypadku posiadacza odpadów, który prowadzi działalność w zakresie odzysku lub unieszkodliwiania odpadów powinna obejmować sposoby gospodarowania odpadami a także dane o ich pochodzeniu i miejscu przeznaczenia. Ewidencja jest prowadzona w oparciu o „Kartę ewidencji odpadu” oraz „Kartę przekazania odpadu”. Posiadacz odpadów prowadzący ewidencję odpadów jest zobowiązany sporządzić na formularzu, zbiorcze zestawienie danych o rodzajach i ilości odpadów, o sposobach gospodarowania nimi oraz o instalacjach i urządzeniach służących do odzysku i

unieszkodliwiania tych odpadów. Zestawienia należy przedłożyć w Urzędzie Marszałkowskim do dnia 31 marca roku następującego po roku sprawozdawczym. Wytwórcy odpadów wytwarzający w ciągu roku sumarycznie powyżej 1 tysiąca ton odpadów niebezpiecznych i innych niż niebezpieczne (z wyłączeniem odpadów komunalnych) lub posiadające 1 mln ton i więcej odpadów nagromadzonych, są obowiązani do składania sprawozdania OS-6 do GUS.

Przedsiębiorca będący producentem, importerem i eksporterem opakowań jest zobowiązany do składania Marszałkowi Województwa rocznego sprawozdania o masie wytworzonych, przywiezionych z zagranicy oraz wywiezionych zagranicę opakowań wielokrotnego użytku oraz o przestrzeganiu ograniczeń zawartości metali ciężkich. Sprawozdanie należy złożyć w terminie do dnia 31 marca za poprzedni rok kalendarzowy, natomiast dokumenty na podstawie których opracowano sprawozdanie, przedsiębiorca jest zobowiązany przechowywać przez 5 lat.

Przedsiębiorca jest zobowiązany do zapewnienia odzysku, a w szczególności recyklingu odpadów opakowaniowych. Obowiązujące poziomy odzysku i recyklingu są określone w rozporządzeniach Ministra Środowiska. Przedsiębiorca, który nie wykonał obowiązku odzysku i recyklingu, jest obowiązany do wpłacania opłaty produktowej na konto Urzędu Marszałkowskiego. Opłatę produktową oblicza się jako iloczyn stawki opłaty i różnicy pomiędzy wymaganym a osiągniętym poziomem odzysku (recyklingu) przeliczonej na wielkość wyrażoną w masie albo ilości produktów lub opakowań. Środki pochodzące z opłat produktowych oddawane są gminom proporcjonalnie do ilości odpadów opakowaniowych przekazanych do odzysku i recyklingu.

Za umieszczenie odpadów na składowisku ponoszona jest opłata. Opłatę ponosi właściciel lub zarządzający składowiskiem, który w myśl ustawy o odpadach jest ich posiadaczem. Wysokość opłaty ustala podmiot korzystający ze środowiska i wpłaca ją na rachunek Urzędu Marszałkowskiego. Nie wnosi się opłat za korzystanie ze środowiska, w tym za umieszczanie odpadów na składowisku, których kwartalna wysokość nie przekracza 200 zł.

W postępowaniu z odpadami obowiązują następujące zasady:

- odpady należy zbierać selektywnie;
- zakazane jest mieszanie odpadów niebezpiecznych różnych rodzajów oraz mieszanie odpadów niebezpiecznych z odpadami innymi niż niebezpieczne;
- unieszkodliwianiu poddaje się te odpady, z których uprzednio wysegregowano odpady nadające się do odzysku;
- magazynowanie odpadów może odbywać się na terenie, do którego posiadacz odpadów ma tytuł prawny (art. 63 ustawy o odpadach):
 - odpady przeznaczone:
 - do odzysku lub unieszkodliwiania mogą być magazynowane nie dłużej niż przez okres 3 lat, jeśli konieczność magazynowania wynika z procesów technologicznych lub organizacyjnych,
 - do składowania mogą być magazynowane jedynie w celu zebrania odpowiedniej ilości odpadów do transportu ale nie dłużej niż przez okres 1 roku.

Odpady przed umieszczeniem na składowisku odpadów, powinny być poddane procesowi przekształcenia fizycznego, chemicznego lub biologicznego oraz segregacji, w celu ograniczenia zagrożenia dla życia i zdrowia ludzi a także dla środowiska lub też ograniczenia ilości lub objętości składowanych odpadów. Na składowisku odpadów niebezpiecznych nie mogą być składowane odpady inne niż niebezpieczne. Stałe odpady niebezpieczne mogą być składowane na wydzielonych częściach składowisk odpadów innych niż niebezpieczne i obojętne. Należy zapewnić selektywne składowanie odpadów, mając na uwadze uniknięcie szkodliwych dla środowiska reakcji pomiędzy składnikami tych odpadów, możliwość dalszego ich wykorzystania oraz recyklingu i ponowne zagospodarowanie terenu składowiska odpadów.

Zakazane jest składowanie odpadów:

- występujących w postaci ciekłej, w tym odpadów zawierających wodę w ilości powyżej 95% masy całkowitej, z wyłączeniem szlamów,
 - właściwościach wybuchowych, żrących, utleniających, wysoce łatwopalnych lub łatwopalnych,
 - zakaźnych i medycznych,
 - powstających w wyniku prac naukowo-badawczych, rozwojowych lub działalności dydaktycznej, które nie są zidentyfikowane lub są nowe i których oddziaływanie na środowisko jest nieznaczące,
 - opon i ich części, z wyłączeniem opon rowerowych i opon o średnicy zewnętrznej większej niż 1400 mm.
- W przypadku niżej wymienionych rodzajów odpadów obowiązują szczególne zasady postępowania:
- oleje odpadowe powinny być w pierwszej kolejności poddane procesom odzysku poprzez regenerację; jeżeli regeneracja nie jest możliwa, oleje powinny być poddane innym procesom odzysku, a dopiero potem unieszkodliwianiu;
 - odpady w postaci baterii lub akumulatorów należy zbierać selektywnie, unieszkodliwia się je oddzielnie od innych rodzajów odpadów;
 - nie wolno poddawać odzyskowi większości odpadów medycznych i weterynaryjnych;
 - od dnia 1 lipca 2003 roku obowiązuje zakaz składowania opon, z wyłączeniem opon rowerowych i opon o średnicy zewnętrznej większej niż 1400 mm (zakaz składowania części opon obowiązywać będzie od 1 lipca 2006 r);
 - PCB powinno być unieszkodliwione poprzez spalanie w spalarniach odpadów niebezpiecznych;
 - nie wolno poddawać odzyskowi odpadów zawierających azbest.

Przedsiębiorstwo, uczestnicząc w międzynarodowym obrocie odpadami powinno powiadomić o obrocie międzynarodowym odpadów Główny Inspektorat Ochrony Środowiska (GIOŚ), a następnie uzyskać zezwolenie, które wydaje GIOŚ w drodze decyzji, na:

- przywóz odpadów z zagranicy na terytorium Rzeczypospolitej Polskiej,
- przewóz odpadów pochodzących z zagranicy przez terytorium Rzeczypospolitej Polskiej,
- wywóz odpadów za granicę z terytorium Rzeczypospolitej Polskiej

W referacie przedstawiono stan prawny obowiązujący na dzień 24.5.2005 r.

W dyskusji brali udział: B. Gajowiec, A. Pacholewski, P. Liszka, J. Bugała, M. Zembal, W. Krieger i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 9 czerwca 2005 r.

Jan KWARCINŚKI: **Emisja metanu z systemu złóż węgla kamiennego w Polsce — propozycja nowej metodyki**

Metan jest gazem cieplarnianym odpowiedzialnym za 13,3% całkowitego potencjału ocieplenia w Polsce (dane z 2002 r.). Jednym z istotnych źródeł emisji metanu jest górnictwo węgla kamiennego.

Zgodnie z zaleceniami OECD/IPCC (OECD — Organisation for Economic Co-operation and Development; ICPP — Intergovernmental Panel on Climate Change) emisja metanu z systemu węgla kamiennego w zależności od zaawansowania badań oraz dostępności wyników może być szacowana różnymi metodami, z różną dokładnością:

- metoda średnich światowych (najmniej dokładna), oparta na globalnych wskaźnikach emisji,
- metoda specyficzna dla kraju, wykorzystująca istniejące, stosunkowo ograniczone dane i wyniki badań (dotychczas stosowana w Polsce),
- metoda specyficzna dla kopalń (najbardziej dokładna) umożliwiająca ocenę emisji metanu z każdej kopalni osobno (nowa, prezentowana metodyka).

We wszystkich prezentowanych metodach zalecane jest szacowanie emisji metanu osobno z poszczególnych źródeł, wyróżniając:

emisję podziemną:

- emisja wentylacyjna,
- emisja z układów odmetanowania,

emisję powierzchniową:

- emisja w procesach powydobywczych,
- emisja ze zwałowisk odpadów produkcyjnych.

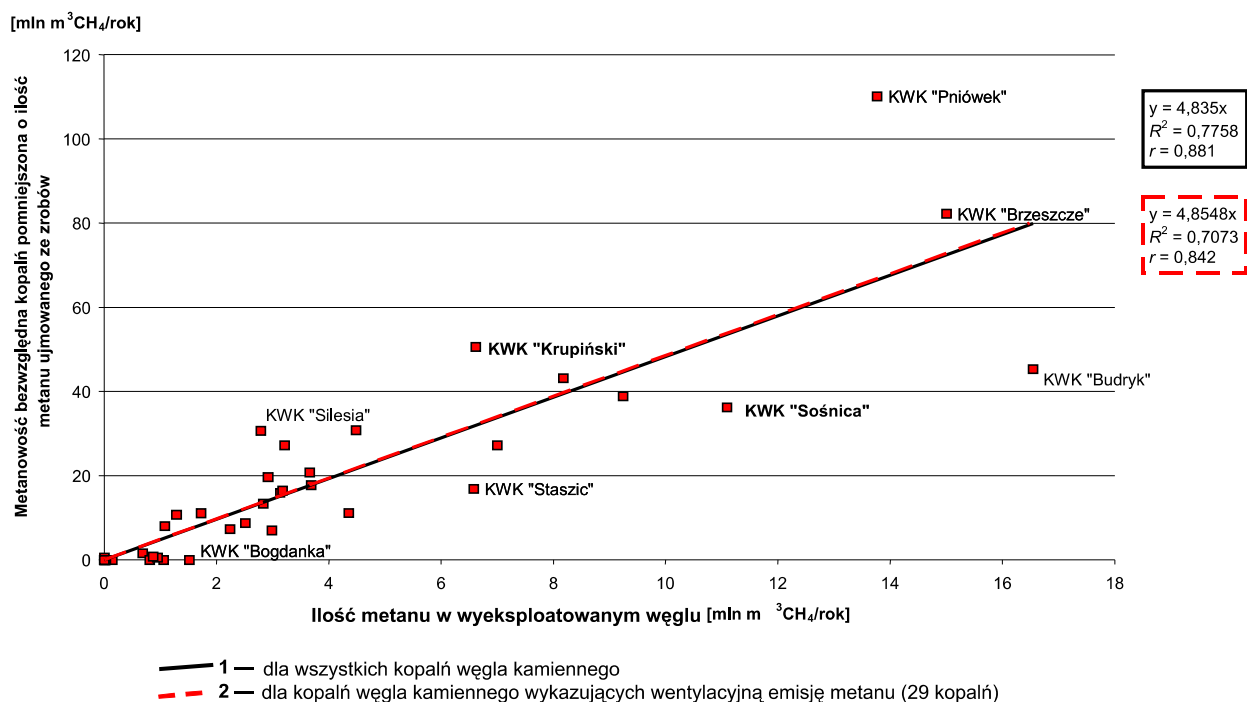
Dotychczas w Polsce do szacowania emisji metanu z systemu węgla kamiennego stosowana jest metoda specyficzna dla kraju. Metoda ta, opracowana w połowie lat 90-tych i zmodyfikowana w roku 2000, nie umożliwia oceny emisji metanu z poszczególnych kopalń węgla kamiennego.

Kopalnie węgla kamiennego w Polsce rejestrują emisję podziemną metanu, czyli emisję wentylacyjną i emisję z układów odmetanowania. Raporty górnictwa nie obejmują emisji metanu z wydobytego węgla i odpadów poeksploatacyjnych, oraz emisji wentylacyjnej z kopalń nie metanowych oraz słabo metanowych, w których stężenie metanu w powietrzu wentylacyjnym jest mniejsze od progu oznaczalności (0,01–0,05 %).

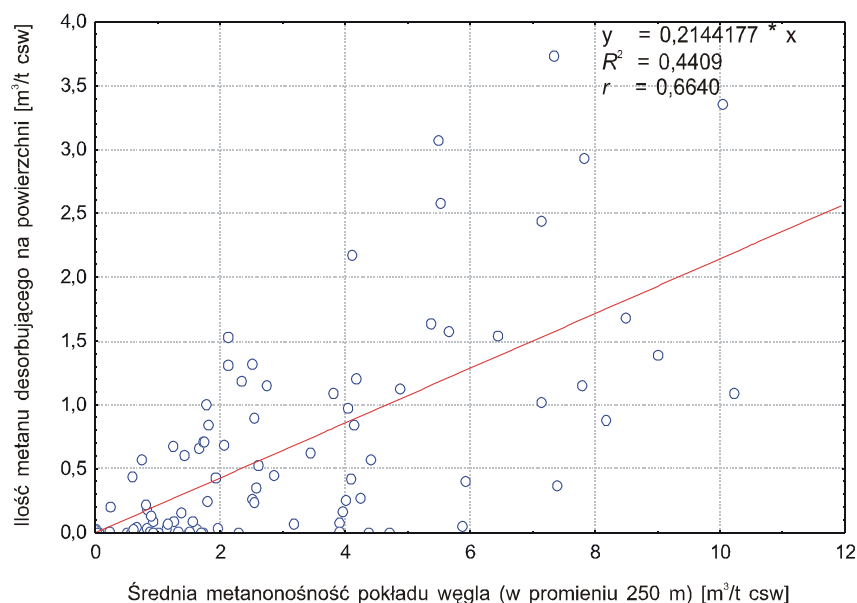
Opracowana w Państwowym Instytucie Geologicznym, w ramach realizacji tematu finansowanego ze środków NFOŚiGW, nowa metodyka umożliwia ocenę emisji metanu z każdej kopalni osobno. Metodyka ta jest oparta w całości na wynikach badań i pomiarów wykonanych w poszczególnych kopalniach węgla kamiennego, lub na podstawie interpretacji tych badań (metanonośność resztkowa).

Emisja podziemna, (emisja wentylacyjna i emisja z układów odgazowania) brana jest bezpośrednio z raportów kopalń. W poszczególnych kopalniach emisja wentylacyjna metanu szacowana jest na podstawie pomiarów ilości powietrza wentylacyjnego oraz stężenia metanu w tym powietrzu. Pomiaru te, wykonywane są najczęściej raz w miesiącu. Emisja z układów odmetanowania jest obliczana jako różnica ilości metanu zawartego w ujmowanym gazie kopalnianym i ilości metanu zawartego w wykorzystywanym gazie kopalnianym. Zgodnie z proponowaną nową metodyką, emisję wentylacyjną z kopalń nie metanowych i słabo metanowych (nie wykazujących emisji wentylacyjnej) można oszacować na podstawie empirycznej zależności, określającej zależność wielkości wydzielania metanu pod ziemią (emisja wentylacyjna + metan ujmowany w procesie odmetanowania, pomniejszony o metan ujmowany ze zrobów), od zawartości metanu (*in situ*) w eksploatowanym węglu (Rys. 1).

Emisja metanu w procesach powydobywczych (na powierzchni) obejmuje emisję z wydobytego węgla oraz emisję z odpadów mineralnych. Emisja ta jest bezpośrednio zależna od zawartości metanu w złożu, w eksploatowanych pokładach węgla.



Rys. 1. Wykres zależności metanowości kopalń (pomniejszonej o ilość metanu ujmowanego ze zrobów) w stosunku do ilości metanu zawartego w eksploatowanym węglu (rok 2003)



Rys. 2. Zależność ilości metanu desorbującego na powierzchni, od średniej metanonośności opróbowanego pokładu węgla

Na podstawie pomiarów dynamiki swobodnej desorpcji przeprowadzonej metodą USBM wykonanych dla prób pobranych z 30 najsilniej metanowych kopalń węgla kamiennego (opróbowano ogółem 90 pokładów węgla eksploatowanych w 2003 i 2004 roku) określono zależność ilości metanu wydzielanego z urobku węglowego na powierzchni, od metanonośności eksploatowanych pokładów węgla (Rys. 2).

Stosunkowo niski współczynnik korelacji $r = 0,664$ uzyskany dla tej zależności, skłonił autorów do oceny emisji metanu z wydobytego węgla na podstawie średniej arytmetycznej, dwóch niezależnych szacunków:

— szacunku emisji w procesach powydobywczych, na podstawie obliczonych średnich metanonośności eksploatowanych pokładów węgla i wartości metanonośności resztkowej w poszczególnych kopalniach (zgodnie z metodyką stosowaną dotychczas),

— szacunku emisji w procesach powydobywczych, na podstawie wyznaczonej empirycznie zależności emisji metanu z prób węgla na powierzchni w stosunku do średniej metanonośności pokładu w rejonie poboru prób (eksploatacji).

Emisję metanu z wydobytych odpadów produkcyjnych należy obliczyć na podstawie: ilości wytworzonych odpadów, obliczonego wskaźnika emisji z węgla kamiennego w procesach powydobywczych, przy założeniu zawartości czystej substancji węglowej (węgla) w odpadach na poziomie 15%. Ilość mineralnych odpadów produkcyjnych wytworzonych przez poszczególne kopalnie jest dostępna w Działach Ochrony Środowiska. Wskaźnikiem emisji z węgla kamiennego w procesach powydobywczych, w poszczególnych kopalniach jest średnia ilość emitowanego na powierzchni metanu przypadająca na tonę wydobytego węgla.

W dyskusji brali udział: B. Ptak, J. Wagner, J. Markiewicz, J. Bugała i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 13 października 2005 r.

Michał ROLKA: Program komputerowy do oceny emisji metanu z systemu węgla kamiennego

W ramach realizacji pracy pt. „Ocena rzeczywistej emisji metanu do atmosfery spowodowanej eksploatacją węgla kamiennego” został opracowany program komputerowy, realizujący obliczenia emisji dla wybranej kopalni.

Do utworzenia programu wybrano język PHP, uruchamiany pod kontrolą serwera Apache. Opisywany program działa więc na zasadzie lokalnego serwera WWW. Istnieje również możliwość obsługi programu poprzez sieć lokalną z innego komputera, na którym należy uruchomić przeglądarkę internetową i wpisać adres lub nazwę komputera z uruchomionym programem. Niewskazane jest wprowadzanie danych równocześnie z kilku stanowisk. Dane przechowywane są w plikach standardu xBase (DBF). W opisywanej wersji program działa na komputerach pracujących pod kontrolą systemu Windows 98, Me, 2000 oraz XP. Istnieje możliwość przeniesienia oprogramowania pod kontrolą innych systemów operacyjnych, dla których istnieje możliwość uruchamiania modułu PHP, w tym systemu Linux.

Uruchomienie programu powoduje uruchomienie lokalnego serwera WWW oraz przeglądarki Internet Explorer ze stroną początkową programu.

Po wypełnieniu pierwszego formularza danymi dotyczącymi całej kopalni (Rys. 1) następuje przejście do kolejnego formularza, w którym wprowadzane są informacje dotyczące poszczególnych pokładów (Rys. 2).

Po wprowadzeniu danych dla wszystkich pokładów (możliwa jest również korekta lub usuwanie danych) następuje obliczenie emisji metanu i wyświetlenie wyników w postaci tabelarycznej (Rys. 3).

The screenshot shows a web browser window with the address bar displaying 'http://127.0.0.1/kopalnia.php'. The page features logos for the Ministry of Environment and National Fund for Environmental Protection and Water Management, and the Geological Institute. The main heading is 'Emisja metanu z kopalni węgla kamiennego' with a subtitle '(do oceny emisji metanu z systemu węgla kamiennego zgodnie z zaleceniami OECD/IPCC)'. The form contains the following fields:

Label	Value	Unit
Kopalnia:	SOSNICA	
Wentylacyjna emisja metanu	33234	tys. m ³
Ujęcie metanu systemami odmetanowania	3771.7	tys. m ³
Emisja z układów odmetanowania	3771.7	tys. m ³
Wydobycie węgla (według Operatu Ewidencyjnego Zasobów)	2216.6	tys. ton
Ilość wytworzonych odpadów mineralnych	1564	tys. ton
Ilość metanu ujmowanego ze zrobów	32.1	tys. ton

At the bottom of the form is a 'Zapisz dane' button and a small note: 'This product includes PHP, freely available from http://www.php.net/'.

Rys. 1 Formularz wprowadzania danych dotyczących kopalni

Zamknięcie przeglądarki Internet Explorer spowoduje również wyłączenie lokalnego serwera WWW.

Dane używane w programie można podzielić na dwie grupy:

- dane dotyczące całej kopalni,
- dane dotyczące poszczególnych eksploatowanych pokładów węgla.

Charakterystyka eksploatowanego pokładu

Pokład: 405
 Ściana/rejon: 2
 Wielkość wydobywania z pokładu (rejonu, ściany): 721 tys. ton
 Średnia zawartość popiołu: 6.3 %
 Średnia zawartość wilgoci całkowitej: 2.1 %
 Średnia metanonośność eksploatowanego pokładu (ściany/rejonu): 6.082 m³/t csw
 Średnia metanonośność reszkotowa: 2.05 m³/t csw

Kolejny pokład Koniec - pokaz wprowadzone dane

Kopalnia: SOŚNICA Rok: 2003

Pokład	Ściana/rejon	Wydobywanie (tys. ton)	Średnia zawartość popiołu (%)	Średnia zawartość wilgoci (%)	Metanonośność pokładu (m³/t csw)	Metanonośność reszkotowa (m³/t csw)	Popraw dane
405	2	721	6.3	2.1	6.082	2.05	popraw usuń
406/2		246.1	7.7	2.6	5.229	2.05	popraw usuń
407/2		3	12.1	2.8	2.6	2.05	popraw usuń
408/1		30.3	7.8	1.8	10.911	2.05	popraw usuń

Rys. 2 Wprowadzanie danych o poszczególnych pokładach kopalni

emisja metanu z systemu węgla kamiennego
 (do oceny emisji metanu z systemu węgla kamiennego zgodnie z zaleceniami OECD IPCC)

Kopalnia: SOŚNICA Rok: 2003

Kategoria (źródło)	Wydobywanie węgla (tys. t)	Średni wskaźnik emisji [m³/t]	Emisja metanu [mln m³]	Wskaźnik konwersji	Emisja metanu [kg]
Emisja wentylacyjna	2,217	14,993	33,234	0,67	22,267
Emisja z układów odgazowania	2,217	1,702	3,772	0,67	2,527
Emisja z procesów powydobywczych	2,217	1,078	2,389	0,67	1,601
Emisja z odpadów produkcyjnych	2,217	0,114	0,253	0,67	0,169
Ogółem	2,217	17,773	39,395	0,67	26,394

Kategoria (źródło)	Wykorzystanie metanu [mln m³]	Wskaźnik konwersji	Wykorzystanie metanu [kg]
Ilość metanu ujęta i zużyta lub spalona	0,000	0,67	0,000
Ilość metanu ujmowanego ze zrobów	1,000	0,67	0,670

Powrót do początku | Drukuj

Rys. 3 Wynik obliczeń emisji metanu na podstawie wprowadzonych danych

Dane dotyczące całej kopalni

Emisja z układów wentylacyjnych, podawana corocznie przez każdą kopalnię węgla kamiennego (w tys. m³ CH₄/rok) — Dział Wentylacji, Dział Mierniczo-Geologiczny.

Ilość metanu ujmowanego w kopalni, podawana corocznie przez każdą kopalnię węgla kamiennego (w tys. m³ CH₄/rok) — Dział Odmetanowania Górnotworu, Dział Wentylacji, Dział Mierniczo-Geologiczny.

Ilość metanu wypuszczonego do atmosfery z układów odmetanowania, podawana corocznie przez każdą kopalnię węgla kamiennego (w tys. m³ CH₄/rok) — Dział Odmetanowania Górnotworu, Dział Wentylacji, Dział Mierniczo-Geologiczny.

Ilość metanu ujmowanego w kopalni, ze zrobów (zza tam), podawana corocznie przez każdą kopalnię węgla kamiennego (w tys. m³ CH₄/rok) — Dział Odmetanowania Górnotworu, Dział Wentylacji, Dział Mierniczo-Geologiczny.

Ilość wytworzonych i wydobytych odpadów mineralnych, podawana corocznie przez każdą kopalnię węgla kamiennego (w tys. ton) — Dział Ochrony Środowiska. Odpady produkcyjne powstałe przy poszukiwaniu, wydobywaniu, fizycznej i chemicznej przeróbki rud i innych kopalin odpowiadają grupie odpadów 01. Przy czym górnictwo węgla kamiennego w tej grupie odpadów wykazuje następujące rodzaje odpadów (kody odpadów zgodne z Rozporządzeniem Ministra Środowiska z dnia 27 września 2001 r. w sprawie katalogu odpadów):

01 01 02 — odpady z wydobywania kopalin innych niż rudy metali,

01 04 12 — odpady powstałe przy płukaniu i oczyszczaniu kopalin inne niż wymienione w 01 04 07 (odpady zawierające niebezpieczne substancje z fizycznej i chemicznej przeróbki kopalin innych niż rudy metali) i 01 04 11 (odpady powstające przy wzbogaceniu soli kamiennej i potasowej, inne niż wymienione w 01 04 07),

01 04 81 — odpady z flotacyjnego węgla, inne niż wymienione w 01 04 80 (odpady z flotacyjnego wzbogacenia węgla zawierające substancje niebezpieczne).

Dane dotyczące poszczególnych pokładów węgla (części pokładów)

Wprowadzane dane powinny dotyczyć poszczególnych eksploatowanych pokładów węgla. Standardowo dane dotyczą każdego eksploatowanego pokładu węgla. Natomiast w odniesieniu do eksploatacji tego samego pokładu węgla, zaliczonego do różnych kategorii zagrożenia metanowego (ZM), lub w przypadku istotnych różnic średniej metanonośności pokładu w dwóch różnych eksploatowanych (w danym roku) częściach złoża należy wykonać obliczenia osobno dla poszczególnych partii złoża.

Wielkość eksploatacji węgla kamiennego (tys. ton) należy przyjąć na podstawie wykazów zawartych w Operatach Ewidencji Zasobów (OEZ) — Dział Mierniczo-Geologiczny.

Metanonośność (średnią) eksploatowanych pokładów węgla ($\text{m}^3 \text{CH}_4/\text{t csw}$) należy obliczyć na podstawie wyników pomiarów wykonanych w danym pokładzie (części pokładu). Średnia arytmetyczna wyników pomiarów metanonośności pokładów węgla w granicach eksploatacji pokładu w danym roku — Dział Wentylacji.

Średnie wartości jakości węgla (zawartość popiołu, zawartość wilgoci całkowitej), służące do przeliczenia ilości eksploatowanego węgla na czystą substancję węglową (csw) należy obliczyć na podstawie wyników analiz wykonanych w granicach eksploatowanej części pokładu — Dział Mierniczo-Geologiczny.

Metanonośność reszkowa, zawarta w Dokumentacjach geologiczno-złożowych (w odniesieniu do kopalń w których obliczono wydobywalne zasoby metanu), na podstawie danych z literatury, lub w analogii do kopalń sąsiednich (w $\text{m}^3 \text{CH}_4/\text{t csw}$) — Dział Mierniczo-Geologiczny.

W dyskusji brali udział: M. Karwasiecka, B. Ptak, J. Wagner i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 13 października 2005 r.

Joanna FAJFER, Michał ROLKA: Obowiązki przedsiębiorców w zakresie emisji hałasu i pól elektromagnetycznych oraz ochrony powietrza

W wyniku realizacji zapisów planu gospodarki odpadami oraz programu ochrony środowiska dla miasta Kwidzyna w zakresie realizacji obowiązku edukacji ekologicznej, na zlecenie Urzędu Miasta Kwidzyna został opracowany „Poradnik dla Przedsiębiorcy w zakresie praw i obowiązków wynikających z uregulowań prawnych w zakresie ochrony środowiska”. W referacie przedstawiono stan prawny obowiązujący na dzień 29.9.2005 r. Cytowane obowiązki przedsiębiorców wynikają z ustawy z dnia 27 kwietnia 2001 r. Prawo ochrony środowiska. (Dz.U. 2001 nr 62 poz. 627) oraz aktów wykonawczych do niej.

Zjawisko zanieczyszczenia powietrza definiuje się jako wprowadzanie do powietrza substancji stałych, ciekłych i gazowych, które występują w stężeniach przekraczających właściwy dla nich zakres lub nie są jego naturalnymi składnikami.

Obowiązki przedsiębiorcy w zakresie ochrony powietrza obejmują zapewnienie jak najlepszej jakości powietrza, w szczególności przez:

— utrzymanie poziomów substancji w powietrzu poniżej dopuszczalnych dla nich poziomów lub co najmniej na tych poziomach,

— zmniejszenie poziomów substancji w powietrzu co najmniej do dopuszczalnych, gdy nie są one dotrzymane.

Na wprowadzanie do powietrza gazów lub pyłów z instalacji, wymagane jest pozwolenie. Pozwolenie wydaje starosta lub (dla instalacji mogących znacząco oddziaływać na środowisko) Wojewoda. Wykaz instalacji określa Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 22 grudnia 2004 r. w sprawie przypadków, w których wprowadzanie gazów lub pyłów do powietrza z instalacji nie wymaga pozwolenia (Dz.U. 2004 nr 283 poz. 2840). Natomiast zgłoszenia wymagają instalacje wymienione przez Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 22 grudnia 2004 r. w sprawie rodzajów instalacji, których eksploatacja wymaga zgłoszenia (Dz.U. 2004 nr 283 poz. 2839).

Przedsiębiorca jest zobowiązany do prowadzenia ciągłych i okresowych pomiarów emisji gazów i pyłów do powietrza z instalacji. Wyniki pomiarów prowadzący instalację i użytkownik przedstawia staroście i wojewodzie.

Przedsiębiorca jest zobowiązany do wnoszenia opłat:

— za gazy lub pyły wprowadzane do powietrza;

— za gazy wprowadzane do powietrza powstające przy przeładunku benzyny silnikowej;

— za gazy lub pyły wprowadzane do powietrza z kotłów o nominalnej mocy cieplnej do 5 MW opalanych węglem kamiennym, koksem, drewnem, olejem lub paliwem gazowym, dla których nie jest wymagane pozwolenie na wprowadzanie gazów lub pyłów do powietrza albo pozwolenie zintegrowane;

— za gazy lub pyły wprowadzane do powietrza z procesów spalania paliw w silnikach spalinowych;

— za gazy lub pyły wprowadzane do powietrza z chowu lub hodowli drobiu.

Wysokość opłaty ustala podmiot korzystający ze środowiska. Opłatę wnosi się do końca miesiąca następującego po upływie każdego półrocza. Podmiot korzystający ze środowiska powinien prowadzić, aktualizowaną co pół roku, ewidencję zawierającą infor-

macje o ilości i rodzajach gazów lub pyłów wprowadzanych do powietrza oraz dane, na podstawie których określono te ilości. Do końca miesiąca następującego po upływie każdego półrocza należy przedłożyć Marszałkowi Województwa oraz Inspektorowi Ochrony Środowiska wykaz zawierający informacje i dane wykorzystane do ustalania wysokości opłat.

Przedsiębiorca za przekroczenie określonych w pozwoleniu ilości lub rodzaju gazów lub pyłów wprowadzanych do powietrza ponosi kary pieniężne. Kary te są nakładane na przedsiębiorcę w drodze decyzji przez Inspektora Ochrony Środowiska.

Hałasem nazywa się każdy dźwięk, który w danych warunkach jest określony jako szkodliwy, uciążliwy lub przeszkadzający, niezależnie od jego parametrów fizycznych. Hałas wytwarzany w wyniku prowadzenia procesów produkcyjnych oraz działalności usługowej na terenie zakładów przemysłowych i przedsiębiorstw nazywany jest hałasem przemysłowym.

Obowiązkiem przedsiębiorcy jest zapewnienie jak najlepszego stanu akustycznego środowiska poprzez:

- utrzymanie poziomu hałasu poniżej dopuszczalnego lub co najmniej na tym poziomie,
- zmniejszenie poziomu hałasu co najmniej do dopuszczalnego, gdy nie jest on dotrzymany.

Pozwolenie na emisję hałasu do środowiska nie jest wymagane. Jednak gdy Starosta stwierdzi przekroczenie dopuszczalnych poziomów hałasu poza zakładem na podstawie własnych pomiarów, pomiarów dokonanych przez Pomorskiego Inspektora Ochrony Środowiska lub pomiarów prowadzonych przez zakład, wydaje decyzję o dopuszczalnym poziomie hałasu. Natomiast rada gminy może, w drodze uchwały, ustanowić ograniczenia co do czasu funkcjonowania instalacji lub korzystania z urządzeń, z których hałas może negatywnie wpływać na środowisko.

W przypadku wydawania dla zakładu pozwolenia zintegrowanego, we wniosku należy zamieścić zapisy dotyczące wielkości emisji hałasu poza zakładem. Jeżeli zakład, pomimo zastosowania najlepszych dostępnych technik, nie może dotrzymać dopuszczalnych poziomów hałasu poza swoim terenem, to tworzy się dla takiej instalacji obszar ograniczonego użytkowania.

Za emisję hałasu do środowiska przedsiębiorca nie ponosi opłat. Przedsiębiorca za przekroczenie określonych w decyzji o dopuszczalnym poziomie hałasu lub pozwoleniu zintegrowanym poziomów hałasu, ponosi kary pieniężne. Kary te, nakładane są na przedsiębiorcę w drodze decyzji przez Inspektora Ochrony Środowiska.

Pole elektromagnetyczne to pole złożone z wzajemnie przenikających się i zależnych od siebie zmiennych pól elektrycznych i magnetycznych. Zakres częstotliwości pól elektromagnetycznych jest bardzo szeroki i występuje w przedziale od 0 Hz do 10^{25} Hz.

różnym pól elektromagnetycznych są:

- stacje elektroenergetyczne i linie napowietrzne wysokiego napięcia,
- stacje bazowe telefonii komórkowej z antenami sektorowymi i radiolinii,
- anteny innych radiolinii, w tym m.in.: komputerowe sieci bezprzewodowe, firmy telekomunikacyjne, stacje radiowe i telewizyjne,
- urządzenia radiolokacyjne i radionawigacyjne.

Pole elektromagnetyczne oddziałuje na środowisko. Oddziaływanie to uzależnione jest od wysokości natężenia (lub gęstości mocy) oraz częstotliwości drgań.

Obowiązkiem przedsiębiorcy jest zapewnienie jak najlepszego stanu środowiska poprzez:

- utrzymanie poziomów pól elektromagnetycznych poniżej dopuszczalnych lub co najmniej na tych poziomach,
- zmniejszenie poziomów pól elektromagnetycznych co najmniej do dopuszczalnych, gdy nie są one dotrzymane.

Nie jest wymagane pozwolenie na emitowanie pól elektromagnetycznych. Zgłoszeniu Staroście (lub wojewodzie w przypadkach określonych w artyku 82 ust. 3 i 4 ustawy Prawo budowlane) podlega wykonywanie robót budowlanych polegających na instalowaniu na obiektach budowlanych urządzeń emitujących pola elektromagnetyczne (będących instalacjami w rozumieniu ustawy Prawo ochrony środowiska) zaliczanych do przedsięwzięć mogących znacząco oddziaływać na środowisko zgodnie z ustawą Prawo ochrony środowiska (art. 30, ust. 1, pkt 3, lit. c ustawy Prawo budowlane). Zgodnie z art. 152 ustawy Prawo ochrony środowiska, instalacja z której emisja nie wymaga pozwolenia, mogąca negatywnie oddziaływać na środowisko, podlega również zgłoszeniu staroście lub staroście i wojewodzie

Przedsiębiorca jest zobowiązany do zgłoszenia instalacji przed rozpoczęciem jej eksploatacji. Jeżeli instalacja jest już eksploatowana, wówczas prowadzący ma obowiązek jej zgłoszenia w terminie 6 miesięcy od momentu, gdy została ona objęta obowiązkiem zgłoszenia.

Przedsiębiorca prowadzący instalację oraz użytkujący urządzenia emitujące pola elektromagnetyczne, które są przedsięwzięciami mogącymi znacząco oddziaływać, zobowiązany jest do wykonania pomiarów poziomów pól elektromagnetycznych w środowisku:

- bezpośrednio po rozpoczęciu użytkowania instalacji lub urządzenia,
- każdorazowo w przypadku zmiany warunków pracy instalacji lub urządzenia, w tym zmiany spowodowanej zmianami w wyposażeniu instalacji lub urządzenia, o ile zmiany te mogą mieć wpływ na zmianę poziomów pól elektromagnetycznych, których źródłem jest instalacja lub urządzenie.

Za emisję pól elektromagnetycznych do środowiska przedsiębiorca nie ponosi opłat, nie nalicza się kar za emisję pól elektromagnetycznych.

W dyskusji brali udział: A. Pacholewski, A. Jurczak-Drabek, J. Wagner, J. Kwarciański i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 20 października 2005.

Anna WANTUCH: Podatność na zanieczyszczenia wód podziemnych GZWP 450 — Dolina rzeki Wisły

Główny zbiornik wód podziemnych GZWP 450 — Dolina rzeki Wisły jest zbiornikiem czwartorzędowym o charakterze porowym, leżącym na obszarze miasta Krakowa. Składa się on z dwóch części, wschodniej mniejszej, leżącej na wschód od rzeki Dłubni i zachodniej większej. Podatność określona została dla większej zachodniej części GZWP 450, ciągnącej się od rzeki Dłubni na wschód, poprzez takie dzielnice miasta Kraków jak: Nowa Huta, Czyżyny, Prądnik Czerwony i Biały, Śródmieście, Bronowice, Azory po miejscowość Mników na zachód. Zbiornik ten ograniczony jest od południa rzeką Wisłą, a na północy jurajskim piętrzem wodonośnym, którego granica przebiega w przybliżeniu na wysokości miejscowości Morawica, Aleksandrowie i Balice.

Głównymi ogniwami stratygraficznymi występującymi na obszarze GZWP 450 są utwory jury środkowej i górnej, trzeciorzędu oraz czwartorzędu. Podłożem osadów jurajskich GZWP 450 są utwory paleozoiczne. Na nich leżą osady jury środkowej, które reprezentowane są przez ropy i mułowce z wkładkami piaszczystymi a wyżej przez mułowce i piaskowce z fauną morską. Następnie znajdują się osady jury górnej, które reprezentowane są przez osady margliste, następnie wapienie płytowe, wapienie skaliste, wapienie ławicowe z licznymi krzemieniami. Wyżej występuje miocen reprezentowany przez ropy, mułowce, łupki, ilowce. Na miocenie leży czwartorzęd zbudowany z piasków, piasków ze żwirami oraz w niektórych miejscach lessów. Pokrywa czwartorzędowa spoczywa w przeważającej części na miocenie, jednak w niektórych przypadkach leży bezpośrednio na jurze górnej.

Istnieje szereg metod służących do oceny podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia. W pracy tej wykorzystano metodę (powstała w Zakładzie Hydrogeologii i Ochrony Wód Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie) opartą na koncepcji mapy wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenia. W metodzie tej algorytm oceny podatności jest oceniony na podstawie pomocniczych warstw informacyjnych: mapy zasobów odnawialnych wód podziemnych, mapy zdolności ochronnych profilu glebowego, mapy głębokości do zwierciadła wody pierwszej od powierzchni warstwy wodonośnej, mapy charakteryzującej udział utworów izolujących w profilu strefy aeracji. Całkowity czas wymiany połowej pojemności wodnej gleb i skał strefy aeracji przez infiltrujące wody opadów oznacza praktycznie czas migracji zanieczyszczeń konserwatywnych z powierzchni, do pierwszej warstwy wodonośnej.

Pierwszą wykonaną warstwą informacyjną była mapa zasobów odnawialnych wód podziemnych, która przedstawia rzeczywistą wielkość infiltracji (mm/rok). Przy określaniu zasobów odnawialnych dla potrzeb realizacji tematu pracy zastosowano metodę infiltracji efektywnej. Metoda ta polega na schematyzacji utworów powierzchniowych, zaklasyfikowaniu je w pewne grupy i przypisaniu im odpowiednich wskaźników infiltracji. Na podstawie wzoru, w którym bierze się pod uwagę wskaźnik infiltracji oraz wielkość średniego rocznego opadu z wielolecia, obliczona została wielkość infiltracji. Wykonana mapa zasobów odnawialnych wód podziemnych przedstawiająca wielkość infiltracji, ściśle związana jest z utworami jakie występują na badanym obszarze. Wielkość infiltracji na obszarze GZWP 450 waha się od 50 do 312 mm/rok.

Kolejną wykonaną warstwą informacyjną była mapa zdolności ochronnych profilu glebowego. Gleba jest pierwszym etapem drogi, jaką przebywają migrujące zanieczyszczenia wraz z wodami infiltrującymi w głąb. Warstwa gleby stanowi naturalną barierę ochronną przed zanieczyszczeniami, jakie docierają do warstwy wodonośnej.

Rodzaj gleb występujących na obszarze GZWP 450 został oceniony na podstawie mapy w skali 1:500 000 wykonanej przez Instytut Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa w Puławach. Według tej mapy, na obszarze GZWP 450 występują dwa rodzaje gleb: mady oraz gleby lessowe i lessowate. Na podstawie wzoru został obliczony czas przesączania wody przez profil glebowy.

$$MRT_s = \frac{1000 \cdot m_s \cdot w_0}{R} \quad [1]$$

gdzie: MRT_s — czas wymiany połowej pojemności wodnej profilu glebowego [lata]; w_0 — pojemność wodna profilu glebowego; m_s — miąższość profilu glebowego; R — wielkość infiltracji efektywnej [mm/rok].

Na obszarze GZWP 450 czas przesączania wody przez profil glebowy waha się w przedziale od 0,8 do 4,8 lat.

Następna warstwa informacyjna to głębokość do zwierciadła, została przyjęta na podstawie Map hydrograficznych Polski w skali 1:50 000, której wartości wahają się od 1 m w dolinach rzecznych do 15 m. Na podstawie wzoru obliczono czas wymiany połowej pojemności wodnej skał przepuszczalnych strefy aeracji.

$$MRT_1 = \frac{1000 \cdot (m_A - m_s) \cdot (1 - S_p) \cdot w_1}{R} \quad [2]$$

gdzie: MRT_1 — czas wymiany połowej pojemności wodnej skał przepuszczalnych strefy aeracji [lata]; m_A — miąższość strefy aeracji [m]; S_p — udział warstw izolujących w profilu strefy aeracji [%]; w_1 — pojemność wodna skał przepuszczalnych strefy aeracji; pozostałe objaśnienia jak we wzorze [1].

Następna wykonana warstwa informacyjna to mapa charakteryzująca udział utworów izolujących w profilu strefy aeracji. Dla czasu migracji pionowej przez strefę aeracji obecność przewarstwień izolujących, jest bardzo istotna gdyż ich duże pojemności wodne decydują o długich czasach przesączania. Charakter oraz udział procentowy utworów strefy aeracji został oceniony na pod-

stawie przekrojów geologicznych i hydrogeologicznych. Czas wymiany polowej pojemności wodnej skał słaboprzepuszczalnych i izolujących w profilu strefy aeracji został obliczony na podstawie wzoru:

$$MRT_2 = \frac{1000 (m_A - m_s) S_p w_2}{R} \quad [3]$$

gdzie: MRT_2 — czas wymiany polowej pojemności wodnej skał słabo przepuszczalnych i izolujących w profilu strefy aeracji [lata]; w_2 — pojemność wodna skał słaboprzepuszczalnych; pozostałe objaśnienia jak we wzorach [1] i [2].

Mapa wynikowa (mapa podatności) przedstawiająca całkowity czas wymiany polowej pojemności wodnej gleb i skał strefy aeracji przez infiltrujące wody opadowe, który został obliczony na podstawie wzoru:

$$t = MRT_s + MRT_1 + MRT_2 \quad [4]$$

gdzie: t — całkowity czas wymiany polowej pojemności wodnej gleb i skał strefy aeracji przez infiltrujące wody opadowe [lata]; pozostałe objaśnienia jak we wzorach [1]–[3].

Na mapie wynikowej zobrazowane zostały klasy podatności wg zmodyfikowanej klasyfikacji Fostera. GZWP 450 jest bardzo silnie podatny na zanieczyszczenia w zachodniej części oraz w dolinie rzeki Prądnik, gdzie czas wymiany polowej pojemności wodnej gleb i skał strefy aeracji wynosi poniżej 2 lat. W środkowej oraz południowo-zachodniej części GZWP 450 jest bardzo podatny na zanieczyszczenia, a czas przesiąkania wody przez profil glebowy i strefę aeracji mieści się w granicach od 2 do 5 lat. W przeważającej części GZWP 450 jest podatny na zanieczyszczenia z czasem przesączania mieszczącym się w przedziale od 5 do 25 lat. Niewiele obszaru GZWP 450 ma czas przesiąkania wody do warstwy wodonośnej mieszczącym się w przedziale od 25 do 50 lat i tereny te są średnio podatne na zanieczyszczenia.

W dyskusji brali udział: J. Wagner, A. Zdanowski, B. Ptak, M. Zembal i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 24 listopada 2005 r.

Jolanta MARKIEWICZ: **Biotyty z granitoidów regionu krakowsko-częstochowskiego**

W referacie przedstawiono charakterystykę geochemiczną biotytu stanowiącego główny minerał żelaza i magnezu w granitoidach regionu krakowsko-częstochowskiego.

Do badań wytypowano biotyty z rejonu Myszkowa–Mrzygłodu, Pilicy i Doliny Będkowskiej. Skład chemiczny określono przy użyciu mikroskopy energetycznej typu EDS Link ISIS firmy Oxford Instruments w Sekcji Mikroskopii Elektronowej w PIG w Warszawie.

Warunki przeprowadzenia analiz były następujące: napięcie przyspieszające 20 kV, czas analizy 50s, metoda korekcyjna ZAF.

Badania geochemiczne przeprowadzono w ramach tematu statutowego PIG „Granitoidowy magmatyzm bloku małopolskiego, związki z okruszczeniem”.

Biotyt jest minerałem bardzo czułym na zmiany warunków fizyczno-chemicznych, co wynika z jego specyficznej struktury, w której występują kationy o różnych rozmiarach i różnej stabilności, jak też z szerokiej możliwości izomorficznych zastąpień poszczególnych kationów. W związku z powyższym minerał ten może być wykorzystany w badaniach poszukiwawczych niektórych złóż kruszcowych.

W ramach prowadzonych badań wykonano 16 analiz chemicznych ośmiu biotytów, oznaczając w nich skład partii centralnych i brzeżnych oraz obliczono ich wzory krystalochemiczne, zakładając stałą ilość anionów ($O + OH$) = 12.

Wzory krystalochemiczne biotytu z rejonu Myszkowa–Mrzygłodu:

1. $(K_{1.08} Na_{0.06}) (Fe_{1.28} Mg_{1.59} Al_{0.33} Ti_{0.24} Mn_{0.01}) (OH)_2 O_{10} (Al_{0.88} Si_{3.12})$ — środek ziarna,
2. $(K_{1.06} Na_{0.01}) (Fe_{1.44} Mg_{1.60} Al_{0.33} Ti_{0.20} Mn_{0.03}) (OH)_2 O_{10} (Al_{0.98} Si_{3.02})$ — brzeg ziarna,
3. $(K_{1.15} Na_{0.06}) (Fe_{1.28} Mg_{1.41} Al_{0.46} Ti_{0.27} Mn_{0.00}) (OH)_2 O_{10} (Al_{1.05} Si_{2.95})$ — środek ziarna,
4. $(K_{1.14} Na_{0.02}) (Fe_{1.44} Mg_{1.40} Al_{0.39} Ti_{0.25} Mn_{0.01}) (OH)_2 O_{10} (Al_{1.02} Si_{2.98})$ — brzeg ziarna,
5. $(K_{1.23} Na_{0.02}) (Fe_{0.76} Mg_{2.15} Al_{0.35} Ti_{0.17} Mn_{0.02}) (OH)_2 O_{10} (Al_{0.80} Si_{3.20})$ — środek ziarna,
6. $(K_{0.68} Na_{0.07} Ca_{0.01}) (Fe_{0.91} Mg_{2.40} Al_{0.36} Ti_{0.14} Mn_{0.04}) (OH)_2 O_{10} (Al_{1.07} Si_{2.93})$ — brzeg ziarna.

Wzory krystalochemiczne biotytu z rejonu Pilicy:

1. $(K_{1.16} Na_{0.04}) (Fe_{1.91} Mg_{1.15} Al_{0.48} Ti_{0.30} Mn_{0.04}) (OH)_2 O_{10} (Al_{1.00} Si_{3.00})$ — środek ziarna,

2. $(K_{1.02} Ca_{0.01}) (Fe_{1.77} Mg_{1.14} Al_{0.10} Ti_{0.23} Mn_{0.04}) (OH)_2 O_{10} (Al_{1.16} Si_{2.84})$ — brzeg ziarna,
3. $(K_{1.14} Na_{0.04}) (Fe_{1.93} Mg_{1.04} Al_{0.24} Ti_{0.30} Mn_{0.04}) (OH)_2 O_{10} (Al_{1.09} Si_{2.91})$ — środek ziarna,
4. $(K_{1.03} Na_{0.08} Ca_{0.01}) (Fe_{1.99} Mg_{1.12} Al_{0.20} Ti_{0.27}) (OH)_2 O_{10} (Al_{1.08} Si_{2.92})$ — brzeg ziarna.

Wzory krystalochemiczne biotytu z rejonu Doliny Będkowskiej:

1. $(K_{1.13} Na_{0.12}) (Fe_{1.54} Mg_{1.34} Al_{0.23} Ti_{0.31} Mn_{0.03}) (OH)_2 O_{10} (Al_{0.99} Si_{3.01})$ — środek ziarna,
2. $(K_{1.11} Ca_{0.01}) (Fe_{1.55} Mg_{1.37} Al_{0.15} Ti_{0.37} Mn_{0.03}) (OH)_2 O_{10} (Al_{1.04} Si_{2.96})$ — brzeg ziarna,
3. $(K_{1.10} Na_{0.06}) (Fe_{1.58} Mg_{1.53} Al_{0.13} Ti_{0.30} Mn_{0.01}) (OH)_2 O_{10} (Al_{1.01} Si_{2.99})$ — środek ziarna,
4. $(K_{1.09} Na_{0.11}) (Fe_{1.54} Mg_{1.49} Al_{0.15} Ti_{0.32} Mn_{0.02}) (OH)_2 O_{10} (Al_{1.02} Si_{2.98})$ — brzeg ziarna,
5. $(K_{1.12} Na_{0.01}) (Fe_{1.54} Mg_{1.53} Al_{0.21} Ti_{0.28} Mn_{0.02}) (OH)_2 O_{10} (Al_{1.06} Si_{2.94})$ — środek ziarna,
6. $(K_{1.14} Na_{0.04}) (Fe_{1.48} Mg_{1.52} Al_{0.21} Ti_{0.28} Mn_{0.02}) (OH)_2 O_{10} (Al_{0.95} Si_{3.05})$ — brzeg ziarna.

Z analiz chemicznych wynika, że próbki biotytu z granodiorytów poszczególnych rejonów są ubogie w wapń i stosunkowo bogate w tytan (TiO_2 — 3,11–5,93% wag.). Ogólnie wykazują niewielkie zróżnicowanie pod względem zawartości w nich kationów międzywarstwowych (K, Na), a wyraźne zróżnicowanie zaobserwowano wśród kationów warstwy oktaedrycznej, głównie Mg, Fe^{2+} i Al.

W trakcie badań prześledzono ogólną tendencję zmian koncentracji pierwiastków głównych (Fe i Mg) oraz porównano z danymi z literatury odnoszącymi się do biotytów z okruszczowanych intruzji granitoidowych.

Podstawę porównań stanowiły następujące zależności: wzrost wielkości Mg w szeregu magmowy–wtórny–hydrotermalny biotyt oraz wzrost wartości Mg/Mg+Fe z towarzyszącym mu spadkiem zawartości Ti od środka do brzegu ziarna biotytu (D. R. Mason, 1978). Zakres Fe/Fe+Mg wykazuje zróżnicowanie zwykle od 0.45 do 0.65. W obrębie pojedynczej blaszki zróżnicowanie to jest nieznaczne (0.01–0.03).

Dużo wyraźniejszy jest natomiast spadek koncentracji Ti (obserwowany w biotytach z rejonu Myszkowa–Mrzygłodu i Pilicy). Wyjątkiem są biotyty z Doliny Będkowskiej, gdzie obserwuje się wzrost Ti i gdzie również stwierdzono najwyższą zawartość TiO_2 (5,93% wag.) wśród zbadanych biotytów.

Biotyty z granitoidów rejonu Myszkowa–Mrzygłodu cechuje przewaga Mg nad Fe, w rejonie Pilicy obserwuje się ogólnie niższe zawartości Mg w stosunku do Fe, a w biotytach z Doliny Będkowskiej udziały Mg i Fe są zbliżone lub zaznacza się niewielka przewaga Fe.

Skład chemiczny biotytu magmowego i wtórnego (rej. Myszkowa) świadczy o tym, że pierwotny (?)magma biotyt, bogaty w tytan (0.3–0.4 at. na j. wzoru str.) został w wyniku procesów pomagmowych wzbogacony w Mg i zubożony w Ti i Fe.

Przedstawione wyniki badań biotytów mają charakter wstępny i niewielki zakres, stanowią jednak potwierdzenie przesłanek genetycznych mineralizacji Cu-Mo-W w Myszkowie. Wyniki uzyskane dla biotytów z Pilicy nie są typowe dla biotytów z okruszczowanych intruzji granitowych, natomiast te z Doliny Będkowskiej są trudne do interpretacji ze względu na nietypowy rozkład Ti w biotycie.

W dyskusji brali udział: Z. Buła, R. Habryn, M. Markowiak, A. Pacholewski i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 16 grudnia 2005 r.

ODDZIAŁ KARPACKI

Barbara OLSZEWSKA, Andrzej SZYDŁO: **Ciemne utwory polskich Karpat zewnętrznych i ich relacja do mezo-kenozoicznych anoksycznych epizodów w oceanie Tetydy**

W sukcesji fliszowej Karpat zewnętrznych występuje szereg litofacji o czarnym zabarwieniu, bogatych w materię organiczną i pierwiastki biofilne. Petrograficzne, sedimentologiczne i geochemiczne cechy niektórych z tych litofacji (w kontekście przynależności basenów Karpat do paleogeograficznej prowincji Tetydy) pozwalają przypuszczać, że odzwierciedlają one globalne zjawiska paleośrodowiskowe, które miały miejsce podczas kredy i paleogenu. W interwale tym, w Tetydzie, zidentyfikowano 11 wydarzeń paleobiologicznych związanych z globalnymi zmianami paleośrodowisk morskich, powstałych w wyniku rekonstrukcji tektonicznych płyt kontynentalnych. Są to wydarzenia: 1 — „walanżyńskie” (późny walanżyn), 2 — „Faraoni” (późny hoteryw), 3 — „Selli” (Oceanic Anoxic Event 1a, wczesny apt), 4 — „Paquier” (OAE 1b, wczesny alb), 5 — „Amadeus” (OAE 1c, środkowy alb), 6 — „Breitstroffer” (OAE 1d, późny alb), 7 — Cenomanian-Turonian Boundary Event (CTBE), 8 — Lower/Middle Campanian Event (LMCE), 9 — Cretaceous-Tertiary Boundary Event (KTBE), 10 — Late Paleocene Thermal Event (LPTE), 11 — Terminal Eocene Event (TEE).

Wydarzeniom tym, w sukcesji Karpat zewnętrznych odpowiadają następujące wydzielenia litostratygraficzne: łupki cieszyńskie górne (późny walanżyn-hoteryw), warstwy wierzowskie/łupki spaskie (apt), warstwy lgockie (środkowy-późny alb), Formacja z Barnasiówki (cenoman-wczesny turon), warstwy istebniańskie dolne (kampan-mastrycht), warstwy z Majdanu (paleocen), warstwy menilitowe (rupel-akwitan).

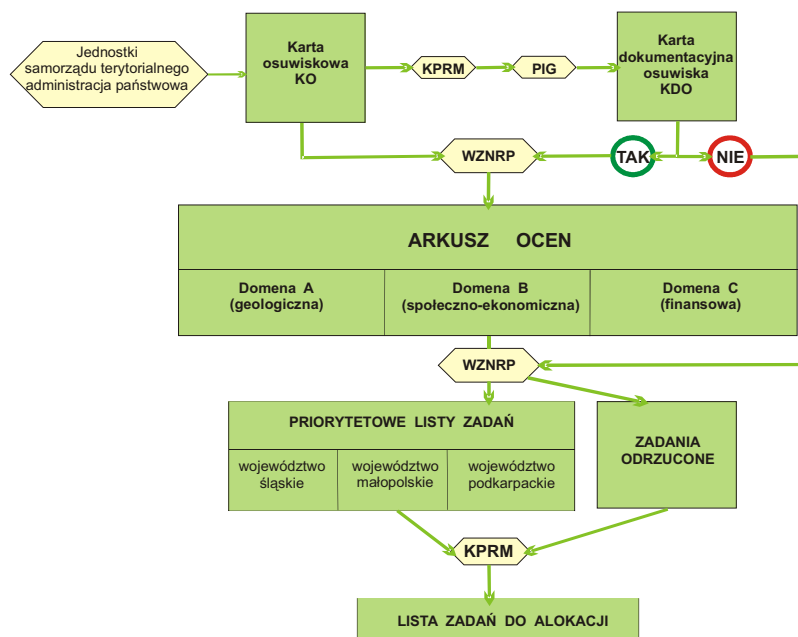
Przeprowadzone analizy wskazują, że łupki cieszyńskie górne mogą być korelowane z wydarzeniem „walanżyńskim”, warstwy wierzowskie (spaskie) z wydarzeniami „Selli” i „Paquier”, Formacja z Barnasiówki z KTBE. Pozostałe wydzielenia tj. warstwy lgockie, istebniańskie i warstwy z Majdanu zawierają elementy (geochemiczne i petrograficzne) wskazujące na wpływ czynników globalnych. Elementy te są jednak w znacznym stopniu zniekształcone przez turbiditowy charakter sedimentacji tych utworów. Natomiast bogate w bituminy warstwy menilitowe odzwierciedlają regionalne warunki środowiskowe, które panowały w alpejskiej odnodze Tetydy w oligocenie i wczesnym miocenie.

W dyskusji brali udział: R. Kopciowski, Z. Paul, W. Ryłko, A. Tomasz, K. Żyto i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 24 lutego 2005 r.

Paweł MARCINIEC, Piotr NESCIERUK, Wojciech RĄCZKOWSKI, Antoni WÓJCIK, Ziemowit ZIMNAL, Wojciech GRANOSZEWSKI, Teresa MROZEK: **Oslona przeciwosuwiskowa w Karpatach — system weryfikacji i oceny zadań**

Ponad 90% wszystkich osuwisk występujących w Polsce znajduje się w Karpatach. Stanowią duże zagrożenie dla ludności oraz różnego typu budowli inżynierskich, a ich zabezpieczenie stwarza wiele problemów zarówno ze względów technicznych jak i ekonomicznych. Najprostszym rozwiązaniem jest omijanie terenów zagrożonych osuwiskami, co niestety w przypadku gęstej zabudowy w Karpatach nie jest możliwe. Przeciwdziałanie dalszym procesom osuwania należy do zadań najtrudniejszych, ponieważ z jednej strony należy pogodzić ograniczenie negatywnych skutków spowodowanych przez osuwiska, a z drugiej utrzymanie dotychczasowego zagospodarowania i funkcjonowania danego rejonu.



W ramach dużego projektu zleconego przez Kancelarię Prezesa Rady Ministrów (KPRM) „Osłona Przeciwośuwiskowa — Komponent A”, a finansowanego z pożyczki udzielonej przez Europejski Bank Inwestycyjny (EBI), zespół pracowników Oddziału Karpackiego Państwowego Instytutu Geologicznego opracował materiały metodyczne wraz z „Kartą Dokumentacyjną Osuwiska” (KDO) i kluczem do wypełniania KDO a także wykonał ocenę i weryfikację osuwisk zgłoszonych przez jednostki samorządu lokalnego i administracji państwowej. Opracowanie oparto na współczesnych metodach stosowanych przy ocenach zagrożenia (ryzyka) osuwiskowego oraz na doświadczeniu wynikającym z długoletniej praktyki w zakresie badań osuwiskowych prowadzonych w Polsce jak i w innych ośrodkach badawczych w Europie (Włochy, Francja, Hiszpania, Portugalia).

Metoda oceny jest oparta na danych uzyskanych z „Kart osuwiskowych” (KO) i „Kart dokumentacyjnych osuwiska” (KDO). Pierwsza z tych kart obejmuje dane zgłaszane przez jednostki samorządu terytorialnego i administracji państwowej. Podlega ona weryfikacji przez Państwowy Instytut Geologiczny w części dotyczącej określenia stopnia ryzyka osuwiskowego oraz zaaprobowania prac stabilizujących. Kartę (KO) opracowano w 2003 roku (w oparciu o wytyczne EBI) do szybkiego sporządzenia listy zgłoszonych zadań do opiniowania. Drugą kartę (KDO) wypełniają pracownicy PIG w oparciu o obserwacje terenowe, w celu uzupełnienia danych i informacji z zakresu geologicznych uwarunkowań powstania i rozwoju osuwiska.

Dane zebrane z KDO i KO służą do sporządzenia „Arkusza Oceny” (AO) przez Wojewódzkie Zespoły Nadzorujące Realizację Projektu (WZNRP). W arkuszu zastosowano kryteria szczegółowe pogrupowane w domeny:

Domena A — obejmująca problematykę geologiczną;

Domena B — obejmująca wybrane elementy związane z problematyką społeczno-ekonomiczną osuwisk;

Domena C — związana z finansowaniem usunięcia skutków ruchów osuwiskowych.

Lista zadań priorytetowych powstaje na podstawie punktów uzyskanych z Arkusza Oceny. Priorytetyzacja ma na celu wspomóc efektywny wybór zadań, które zostaną sfinansowane ze środków przeznaczonych na realizację projektu „Osłona Przeciwośuwiskowa — projekt AFI” (kredyt EBI), asygnowanych na likwidację skutków klęsk żywiołowych. Na podstawie opracowanej metodyki, Wojewódzkie Zespoły Nadzorujące Realizację Projektu mogą zhierarchizować zadania inwestycyjne zgłoszone przez jednostki samorządu terytorialnego i administracji państwowej, które uzyskały najwyższy priorytet.

W ramach realizowanego tematu dokonano oceny:

I Alokacja — 63 zadania (169 osuwisk),

II Alokacja — 208 zadań (367 osuwisk).

W ramach III Alokacji przewidziano około 100 zadań do oceny.

W dyskusji brali udział: B. Olszewska, B. Radwanek-Bąk i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 3 marca 2005 r.

Izabela KRZAK: Środowiskowe uwarunkowania do planu zagospodarowania terenów po KZS „Solvay”

Przystosowanie obszarów poprzemysłowych do pełnienia nowych funkcji, wymaga uwzględnienia licznych uwarunkowań środowiskowych. Przykładem takiego obszaru są tereny po Krakowskich Zakładach Sodowych (KZS) „Solvay”. Produkcja sody w KZS „Solvay” pozostawiła duże ilości odpadów nagromadzonych w naziemnych stawach osadowych. Deponowano w nich szlamy podestylacyjne i posolankowe, których głównym składnikiem był węglan wapnia CaCO_3 (70% suchej masy).

W roku 1989, z przyczyn środowiskowych, rentowną fabrykę „Solvay” postawiono w stan likwidacji. Tereny infrastruktury produkcyjnej zostały zagospodarowane jako Centrum Handlowo-Usługowe — „Zakopianka”. Pozostają jeszcze do zagospodarowania stawy osadowe, których powierzchnia zajmuje około 80 ha, a ilość zgromadzonych odpadów osiąga tonaż około 5 mln ton.

Podłoże składowiska stanowią czwartorzędowe utwory aluwialne (miąższości do kilkunastu metrów), które zalegają na łąkach mioceńskich. Dno osadników nie posiada warstwy izolującej od podłoża, co powoduje, że są one potencjalnym źródłem zanieczyszczeń wód powierzchniowych i podziemnych.

Warunki geologiczno-inżynierskie osadników są niekorzystne dla budownictwa. Znajdujące się w osadniku wapno jest w postaci miękkoplastycznej i półpłynnej, tylko powierzchniowa warstwa (0,8–1,5 m) jest utwardzona. Naruszenie jego zboczy, może spowodować wypływ wapna wypełniającego osadnik.

Prace rekultywacyjne stawów osadowych przyczyniły się do pokrycia ich roślinnością, a później pojawieniem się fauny (np. mięczaków). Obecnie osadniki wykazują tendencję do samorzutnej rekultywacji, której przebieg może być kontrolowany.

Całkowite zagospodarowanie składowisk wymaga jeszcze dużo pracy. Aktualnie, teren ten nie jest tak uciążliwy, jak to było przed kilkunastu laty. Uchwalony w 1994 r., nieobowiązujący już miejscowy plan szczegółowy zagospodarowania przestrzennego terenów po zakładach sodowych (Biuro..., 1994), przewidywał przeznaczenie stawów osadowych na tereny leśno-parkowe. Biorąc pod uwagę uwarunkowania środowiskowe, wydaje się, że koncepcja ta jest słuszna. Obsadzenie nasypów zielenią, pozwoli utworzyć filtr biologiczny i mechaniczny oczyszczający powietrze, a pobliskim osiedlom mieszkaniowym i pielgrzymom przybywającym coraz liczniej do pobliskiego Sanktuarium Miłosierdzia Bożego w Łagiewnikach, stworzy miejsce ciszy i spokoju. Możliwe w przyszłości jest także wybudowanie obiektów sportowo-rekreacyjnych.

Nadanie nowej funkcji użytkowej stanowi poważne wyzwanie. Koncepcje architektoniczne muszą współgrać z istniejącymi uwarunkowaniami środowiska. Należy zabezpieczyć skarpy przed erozją, zaprojektować trasy spacerowe i rowerowe, różne obiekty sportowe i kulturowe oraz całą potrzebną infrastrukturę techniczną. Teren po byłej fabryce sody to szansa na promocję Krakowa i regionu oraz szansa poprawy stanu środowiska.

W dyskusji brali udział: I. Laskowicz, B. Bąk, M. Krapiec i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 24 marca 2005 r.

Ziemowit ZIMNAL, Paweł MARCINIEC: Litotypy glin lodowcowych w strefie maksymalnego zasięgu lądolodu skandynawskiego między Dębicą a Jarosławiem

Badania petrograficzne glin lodowcowych przeprowadzone zostały w południowej części Kotliny Sandomierskiej oraz w Karpatach, na obszarze pomiędzy doliną Wisłoki i Sanu. Zastosowano uproszczoną analizę składu petrograficznego drobnej frakcji żwirowej (5–10 mm). Opracowane zostały materiały własne oraz innych autorów, zebrane podczas realizacji arkuszy *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000. Analiza petrograficzna została przeprowadzona dla 9 stanowisk, a całość analizowanego materiału pochodziła z kartograficznych otworów wiertniczych.

We wszystkich analizowanych profilach występuje jeden litotyp glin lodowcowych. Charakteryzuje się on przewagą żwiru skał krystalicznych (K) nad skałami węglanowymi północnymi (W). Współczynniki petrograficzne O/K, K/W i A/B (O/K — stosunek liczby okruchów skał osadowych pochodzenia północnego do skał krystalicznych północnych; K/W — stosunek liczbowy skał krystalicznych północnych do wapieni północnych; A/B — stosunek liczbowy skał północnych nieodpornych na wietrzenie do odpornych) dla poszczególnych stanowisk, przyjmują wartości w zakresie 0,5–1,0, 1,2–2,7 i 0,3–0,7 a wartości średnie wynoszą: 0,7–1,7–0,6. Cechą charakterystyczną glin lodowcowych na badanym obszarze jest wysoki udział żwiru skał lokalnych (38,5–61,2%, średnio ok. 51%). W składzie materiału lokalnego zaznacza się wyraźna zmienność lateralna. Wzdłuż doliny Sanu (profile otworów: Żółnia Górna, Leżajsk, Zmysłówka, Luchów i Adamówka) dominują w zespole skał lokalnych wapień i margle pochodzące z obszaru Rostocza oraz północnego obrzeżenia zapadliska przedkarpackiego (28,7–54,4%, średnio 43,2% ogółu żwirów). W kierunku zachodnim i południowo-zachodnim ich udział sukcesywnie zmniejsza się, natomiast wzrasta w materiale lokalnym zawartość okruchów skał, pochodzących z Karpat (profile otworów: Budy Głogowskie, Krasne, Białoboki i Nockowa).

Występują tu m.in. mało odporne piaskowce (np. typu krośnieńskiego), diatomity, kruche wapienie organodetrytyczne (z obrzeżenia „zatoki rzeszowskiej”), a także pojedyncze okruchy rogowców (z warstw menilitowych), mułowców i łupków.

Obliczone wartości współczynników petrograficznych (O/K, K/W i A/B) glin lodowcowych w analizowanych stanowiskach, przedstawiają charakterystykę otrzymaną przez S. Lisickiego (2003) dla litotypu regionalnego Siedliska. Litotyp ten wiekowo reprezentuje zlodowacenie Sanu 1, podczas którego lądolód skandynawski osiągnął maksymalny zasięg w tej części Polski, wkraczając na obszar Karpat.

W dolnej części profilu otworu Żołynia Górna, gliny lodowcowe wyróżniają się odmienną charakterystyką petrograficzną. Istnieje prawdopodobieństwo, że są to osady reprezentujące starszy epizod glacialny, odpowiadający zlodowaceniowi nidy. Nie jest to jednak pewne ze względu na bardzo niską frekwencję żwirów w nielicznych dla tego poziomu, przeanalizowanych próbkach.

W dyskusji brali udział: M. Krapiec, B. Olszewska, K. Żytko i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 7 kwietnia 2005 r.

Teresa MROZEK, Simone POLI, Simone STERLACCHINI, Lesław ZABUSKI: Mapa zagrożenia osuwiskowego na przykładzie obszaru testowego okolic Symbarku, Beskid Niski — wyniki projektu ALARM (część pierwsza)

W obszarach górskich Europy procesy osuwiskowe stanowią poważne zagrożenie dla mieszkańców i całej infrastruktury gospodarczej danego regionu. Straty związane z ruchami masowymi są bardzo duże, a ludność zamieszkująca teren podatny na osuwanie oczekuje rozwiązań zmniejszających lub eliminujących ryzyko. Aspekty te zadecydowały o zakresie tematycznym projektu ALARM (*Assessment of Landslide Risk and Mitigation in mountain areas*), który był realizowany w latach 2001–2004. W projekcie uczestniczyło konsorcjum wykonawców, którzy prowadzili prace w obszarach badawczych odzwierciedlających zróżnicowanie środowiska obszarów górskich Europy. W Polsce, okolice Symbarku i Gorlic (na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego) są regionem, gdzie procesy osuwania zachodziły powszechnie, zarówno w przeszłości jak i współcześnie. Destrukcyjne efekty osuwania mają dalekosiężne skutki społeczne. Powyższe aspekty zadecydowały, że rejon ten wybrano jako obszar reprezentatywny i testowy do oceny zagrożenia osuwiskowego i ograniczania jego skutków.

Wzajemne oddziaływanie czynników biernych (budowa geologiczna podłoża, rodzaj skał, dyslokacje tektoniczne, układ sieci wód powierzchniowych, rodzaj roślinności, sposób użytkowania terenu itp.) oraz czynników aktywnych (opadów atmosferycznych, działalność człowieka) stanowiły podstawę do opracowania modelu conceptualnego, pozwalającego na ocenę zagrożenia osuwiskowego w obszarze badawczym. W tym celu utworzono bazę danych, obejmującą mapy tematyczne i dane atrybutowe elementów narażonych na oddziaływanie ruchów masowych. W analizie uwzględniono budowę geologiczną obszaru, rozkład przestrzenny linii tektonicznych, użytkowanie terenu, oddalenie osuwisk od cieków wodnych, oraz geometrię stoków. Dane o rozmieszczeniu osuwisk uzyskano na podstawie kartowania terenowego i interpretacji zdjęć lotniczych, spadki terenu oraz ekspozycję stoku przedstawiono na mapach, po przetworzeniu cyfrowego modelu terenu. Dokonano podziału osuwisk na dwa podzbiory, z których jeden służył do budowy modelu a drugi do jego weryfikacji. Wykorzystując techniki GIS oraz metodę WoE (*weights of evidence*) przeprowadzono modelowanie w oprogramowaniu *ILWIS 3.2 i Arc-SDM*, uwzględniające wzajemne znaczenie czynników determinujących stabilność stoków. Mapa wynikowa ilustruje obszary o różnym stopniu podatności na osuwanie i stanowi podstawę do określania stopnia zagrożenia i związanego z nim ryzyka.

W dyskusji brali udział: P. Marciniak, J. Skulich i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 12 maja 2005 r.

Teresa MROZEK, Piotr NESCIERUK, Wojciech RĄCZKOWSKI, Antoni WÓJCIK, Ziemowit ZIMNAL: Ocena zagrożenia osuwiskowego i ograniczanie jego skutków — wyniki projektu ALARM (część druga)

Okolice Symbarku i Gorlic (na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego) należą do obszarów podatnych na osuwanie. Budowa geologiczna obszaru, morfometria stoków i rzeźba terenu, układ sieci wód powierzchniowych, typ użytków oraz roślinność są czynnikami biernymi, determinującymi ruchy masowe. Czynniki aktywne, zwłaszcza opady, topnienie śniegu, erozja cieków i silna antropopresja są bezpośrednimi przyczynami inicjacji osuwania. Wzajemne oddziaływanie tych czynników,

prowadzi do ruchów masowych, a dalej do transformacji zboczy oraz do degradacji zasobów środowiska przyrodniczego wraz z istniejącą infrastrukturą. W okolicach Szymbarku osuwiska są typową formą rzeźby terenu (w zlewni Bystrzanki i Biczysk stanowią ok. 30% powierzchni), a wywołujące je ruchy masowe występowały zarówno w przeszłości jak i współcześnie. Z tych względów rejon ten wybrano jako obszar reprezentatywny i testowy do oceny zagrożenia osuwiskowego i ograniczania jego skutków. Znalazło to wyraz w projekcie „ALARM” (*Assessment of Landslide Risk and Mitigation in mountain areas*), wykonywanym w ramach 5PR UE w latach 2001–2004.

Realizacja celów projektu: opracowanie map zagrożenia osuwiskowego i związanego z nim ryzyka, wskazanie sposobów ograniczania zagrożenia osuwiskowego z uwzględnieniem zasady „właściwej praktyki” oraz upowszechnianie wyników badań, bazowała na zintegrowaniu typowych badań geosuwiskowych, socjoekonomicznych, geoinżynierskich oraz uwzględnieniu aspektów edukacyjnych.

Przestrzenną analizę statystyczną przeprowadzono w oparciu o informacje zawarte na mapach tematycznych, wyniki standardowo monitorowanych elementów środowiska (opady atmosferyczne, temperatury powietrza, poziom wód gruntowych itd.) oraz dane dotyczące aktywności poszczególnych osuwisk. Pozwoliło to wyznaczyć obszary o różnym stopniu podatności na osuwanie. Rejony o największym prawdopodobieństwie zagrożenia ruchami masowymi koncentrują się na stokach w dolnej części potoku Bystrzanka, wzdłuż drogi Szlaowa–Biesnik, oraz w środkowej części zlewni potoku Biczyska, gdzie dominują stoki o nachyleniu 5–8°.

Ocena ryzyka, związanego z destrukcyjnymi efektami procesów osuwania w obszarze badawczym wymagała identyfikacji elementów, które mogą ulec zniszczeniu (zabudowania, linie elektryczne, telekomunikacyjne, wodociągowe, gazociągi), ich odporności na działanie procesu katastrofalnego i oszacowania wartości odtworzeniowej zniszczonych obiektów. Na podstawie ankietowania dotyczącego zabudowań, skonstruowano atrybutową bazę danych, co pozwoliło na określenie wartości odtworzeniowej poszczególnych obiektów oraz ocenienie percepcji zagrożenia osuwiskowego przez mieszkańców badanego terenu.

Ruchy masowe należą do naturalnych zjawisk katastrofalnych, dlatego też zapobieganie oraz ograniczanie negatywnych skutków osuwania jest zadaniem priorytetowym, ale powinno uwzględniać zasady zrównoważonego rozwoju. Zaproponowano proste techniki stabilizacyjne, uwzględniające lokalne uwarunkowania (ich rozmieszczenie ilustruje mapa) natomiast zasady stosowania zaprezentowano w katalogu działań prewencyjnych.

Opracowana ścieżka dydaktyczna, przedstawiająca przyczyny powstawania osuwisk, możliwości ich rozpoznawania oraz sposoby działań prewencyjnych zlokalizowana została w okolicach Stacji Naukowej IGiPZ PAN w Szymbarku i ma służyć lepszemu zrozumieniu procesów zachodzących w środowisku i obrazować możliwości działań ograniczających skutki osuwania, a adresowana jest do uczniów oraz społeczności żyjącej w terenie podatnym na ruchy masowe.

W dyskusji brali udział: J. Chowaniec, R. Pająk, U. Krzysiek i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 19 maja 2005 r.

Antoni WÓJCIK, Teresa MROZEK, Wojciech GRANOSZEWSKI: Ekstremalne zjawiska osuwiskowe na przykładzie zlewni Bystrzanki, Beskid Niski — wyniki projektu ALARM (część trzecia)

Jednym z rejonów karpackich charakteryzujących się wzmożoną działalnością ruchów masowych jest brzeźna część Beskidu Niskiego na Pograniczu z Pogórzem Ciężkowickim w okolicach Szymbarku i Gorlic. W latach 2001–2004 w ramach realizowanego projektu ALARM (VPR UE) badaniami objęto teren zlewni potoków Bystrzanka i Biczyska oraz przyrzecze Ropy, gdzie stwierdzono 283 zespoły osuwiskowe, zajmujące blisko 30% powierzchni obszaru badań.

Teren ten zbudowany jest z utworów należących do płaszczowiny magurskiej, nasuniętej na jednostkę śląską. Strefa brzeźna płaszczowiny magurskiej posiada złożoną tektonikę, w której głównym elementem jest synklina Maślanej Góry, zbudowana z piaskowców magurskich podścielonych łupkami podmagurskimi i pstrymi oraz warstwami inoceramowymi.

Osuwiska grupują się głównie w dolnej części zlewni Bystrzanki. Są to osuwiska złożone, gdzie materiał skalny przemieszczał się po wielu powierzchniach odkucia, a w obrębie prawie każdego z osuwisk można wyróżnić elementy podlegające przemieszczeniom rotacyjnym i translacyjnym. Osuwiska te uruchamiane były wielokrotnie, a przemieszczeniom podlegały zarówno utwory pokrywowe jak i skały fliszu karpackiego. Są to osuwiska duże (często zespoły osuwiskowe) i stosunkowo głębokie, o miąższości dochodzącej nawet do 30 m.

Na terenie polskich Karpat, do nielicznych należą osuwiska, gdzie materiał skalny przemieszczany w czasie osuwania był transportowany na znaczne odległości przekraczające nawet kilkadziesiąt metrów. Jedno z takich osuwisk znajduje się na północno-wschodnich stokach Maślanej Góry, gdzie od nisz po czoło osuwiska rozciąga się na odległość ponad 2 km. Ma ono cechy spływu gruzowo-błotnego w dolnej części, a górnej jest osuwiskiem skalnym. W osuwisku tym są strefy różniące się co do mechanizmu i sposobu przemieszczania materiału koluwalnego: od strefy oderwania przez wąską rynnę, którą następował transport

rozdrobnionego materiału, zakumulowanego poniżej w formie wydłużonego wału. Transport na tak znaczną odległość musiał odbywać się w wyniku uwodnienia koluwiów, i ma charakter wydarzeń ekstremalnych.

Czas powstania osuwiska nie był dotychczas jednoznacznie określony, a jego wiek, rozumiany jako młodszy okres ostatniego zlodowacenia określano pośrednio. Zagłębienia bezodpływowe wypełnione osadami organicznymi, występujące w górnej części osuwiska, umożliwiły bliższe określenie etapów jego rozwoju. Osady organiczne z obu zagłębień poddano badaniom palinologicznym oraz datowano makroszczatki roślinne metodą AMS. Starsze zagłębienie powstało na przełomie subborealu i subatłantyku, co zbiega się z maksymalnym zasięgiem jodły (*Abies alba*), wskazując na wzrost wilgotności w tym rejonie. Czas powstania młodszego zagłębienia, datowany na ok. 1500 lat BP, wiąże się ze wzrostem działalności fluwialnej w dorzeczu górnej Wisły, a więc z nasileniem zjawisk ekstremalnych. Powstanie dwóch zbiorników osuwiskowych (górny — starszy i niższy — młodszy) sugeruje dwuetapowy proces powstawania osuwiska na Maślanej Górze.

W dyskusji brali udział: J. Chowaniec i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 25 maja 2005 r.

Agata DUCZMAL-CZERNIKIEWICZ, Małgorzata JUGOWIEC-NAZARKIEWICZ, Andrzej SZYDŁO: **Granica pliocen/plejstocen w pelagicznych osadach węglanowych — rejon wyspy Réunion, zachodni Ocean Indyjski**

Wyspa Réunion jest położona w zachodniej części Oceanu Indyjskiego, około 200 km na wschód od Madagaskaru i wraz z wyspami Mauritius i Rodriguez tworzy Wyspy Maskareńskie. Powstała w wyniku działania wulkanizmu wewnątrzpłytkowego, zbudowana jest więc w przewadze ze skał bazaltowych, benmoreitów i mugaerytów a także z produktów ich przeobrażeń. Tworzą ją dwa wulkany: w północno-zachodniej części *Piton de Neiges* (wygasły), który wznosi się na wysokość 3069 m p.p.m. i aktywny *Piton de la Fournaise*, w południowo-wschodniej części, o wysokości 2631 m p.p.m. Przedmiotem badań były osady oceaniczne z rejonu wyspy Réunion, które zostały pobrane podczas rejsu niemieckim statkiem badawczym SONNE 87.

Wśród badanych utworów z dna Oceanu Indyjskiego w rejonie wyspy Réunion wyróżniono osady, których rozmieszczenie jest zdeterminowane głębokością dna basenu oraz położeniem względem wyspy Réunion. Są to: muły hemipelagiczne z bioklastami, które występują na głębokości około 2000 m poniżej powierzchni wody w bezpośrednim sąsiedztwie wyspy oraz muły pelagiczne otwornicowe i nanoplanktonowe, które stwierdzono w profilu 4SL oddalonym od wyspy o 150 km na południowy zachód, na głębokości 3.5 km od powierzchni wody.

Badane osady składają się głównie z litoklastów (głównie okruchów skał bazaltowych), krystaloklastów (plagioklaz, piroksen, oliwin), bioklastów (otwornice, kokkolity z rodzaju *Discoaster*) oraz faz ilastych, zeolitów i mułu węglanowego, które stanowią spoiwo osadów. Frakcję lekką tworzą składniki detrytyczne: bioklasty węglanowe i krzemionkowe, skalenie, kwarc, muł węglanowy i fazy ilaste oraz składniki autigeniczne: zeolity i smektyty. We frakcji ciężkiej dominujący udział mają okruchy skał bazaltowych i klinopirokseny, ponadto występują oliwiny, plagioklasy z wrostkami kruszców, szkliwo wulkaniczne, spinele i ilmenit. Wszystkie wymienione składniki mają genezę wulkaniczną, związane więc są bezpośrednio z wyspą Réunion. Inne składniki frakcji ciężkiej, jak apatyt i staurolit, występują sporadycznie w najbardziej oddalonym od wyspy profilu (4SL) i stanowią składniki detrytyczne osadów.

Zbadane próbki odznaczają się dość jednorodnym składem mineralnym frakcji pelitowej: we frakcji < 2 μ m występują smektyty, zeolity i miejscami domieszki miki typu illitu, we frakcji < 0.2 μ m głównie smektyty. Kaolinit i smektyt występują w obu wydzielonych frakcjach w profilu, najbardziej na południe oddalonym od wyspy (4SL). Kaolinit i illit są składnikami detrytycznymi osadu, smektyty — składnikami autigenicznymi.

Różnice w składzie mineralnym osadów wynikają ze zróżnicowanego położenia punktów badawczych względem wyspy (im dalej od wyspy tym więcej składników sedymentacji pelagicznej a mniej wulkanogenicznych), a także głębokości pobrania osadu (z głębokością zmienia się ilość minerałów ilastych, nie zmienia się ich skład ani intensywność przeobrażeń oliwinów i szkliwa).

Pelagiczne osady węglanowe z rejonu wyspy Réunion mają charakter organogeniczny. Ich głównym składnikiem są skorupki otwornic planktonicznych i szkielety nanoplanktonu wapiennego. Te wapienne szczątki kopalne są często pokruszone, skorodowane i przekształcone i jako takie stanowią często dominujący element kopalnych zespołów.

Wśród kokolitów obecne są często okazy noszące znamiona różnorodnych uszkodzeń mechanicznych tj. w przypadku ułamanych ramion form z rodzaju *Discoaster*, które dominują w zespołach pliocen/plejstocen czy też śladów rozpuszczania i rekrystalizacji, którym to procesom ulegały często szkielety form z rodzaju *Cerathophiles*. Z kolei asocjacje otwornicowe zdominowane są przez morfotypy o grubych skorupkach oraz odporne na rozpuszczanie należące do rodzajów *Globorotalia*, *Pulleniatina*, *Neoglobobulimina* i grupy *Sphaeroidinellopsis-Sphaeroidinella*, które są znane zarówno z pliocenu jak plejstocenu. Towarzyszą im również formy bardziej wrażliwe na rozpuszczanie, z rodzaju *Globigerinoides* (liczne) i z rodzaju *Orbulina* (rzadkie). Dodatkowym elementem badanych preparatów i próbek są redeponowane formy mioceńskie i wczesnopliocen/plejstocen.

Głównym wynikiem naszych badań było wyznaczenie w otrzymanym rdzeniu granicy pliocen/plejstocen i udokumentowanie plioceńskich serii neogenu, i plejstocenu. Przebieg wspomnianej granicy jest ściśle związany z zanikiem nanoplanktonu z rodzaju *Discoaster* i pojawieniem się dużych form z rodzaju *Gephyrocapsa* oraz rozkwitem niewielkich rozmiarowo rodzajów: *Priacidae*, *Helicospaera* (*H. kampteri*, *H. selli*) i *Pontosphaera*. Na granicy pliocen/plejstocen stwierdzono LO gatunku *D. brouweri* i FO otwornicowego gatunku *Globorotalia truncatulinoides*, którego masowe występowanie jest charakterystyczne dla wczesnego plejstocenu. Dane te stwierdzono odpowiednio w interwale 220,0–230,0 m i 190,0 m (granica) i powyżej do głębokości 50 m. W następnych próbkach liczebność populacji *Globorotalia truncatulinoides* malała i pojawiały się kolejne formy plejstoceńskie: *Sphaeroidinella ionica* i *Hastigerina aequilateralis*, a także typowy dla plejstocenu rozwój form z rodzaju *Pulleniatina*. W najmłodszym interwale 0,5–0,0 obecna jest jeszcze *Globorotalia flexuosa*, która zanika w środkowym plejstocenie i odnotowuje się pierwsze pojawienie *Sphaeroidinella dehiscentis excavata*, który jest typowy dla przełomu środkowego i górnego plejstocenu. Wynika z tego, że najmłodsze udokumentowane osady to środkowy plejstocen. Przedstawiony schemat otwornicowo-kokolitowy dokumentujący przebieg granicy pliocen/plejstocen w interwale 220,0–230,0 rewiduje dotychczasowy pogląd o obecności w rejonie wyspy Reunion wyłącznie osadów czwartorzędowych, które według nowego podziału stanowiłyby wyłącznie plejstocen.

W dyskusji brali udział: Z. Paul, J. Skulich, W. Granoszewski, B. Olszewska i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 października 2005 r.

Janusz SKULICH: Egzotyczne skały ekstruzyjne w polskich Karpat fliszowych

W rejonie wychodni gruboklastycznych osadów występujących na terenie polskich Karpat fliszowych, napotkać można różnorodne fragmenty skalne, z uwagi na bliżej nie sprecyzowane, niewiadome pochodzenie, zwyczajowo określane przez geologów mianem skał egzotycznych.

Skały egzotyczne w Karpatach zwykle występują jako otoczaki wśród osadów fliszowych. Wspomniane fragmenty skalne, notowane są w różnowiekowych horyzontach fliszowych, a obecność ich związana jest z ruchami orogenicznymi, jakim podlegały Prakarpaty w czasie powstawania osadów typu fliszowego.

Wspomniane fragmenty skalne często występują równolegle w postaci okruchów o niewielkiej średnicy, często o wymiarach mikroskopijnych i jako drobne litoklasty, biorą udział w budowie większości klastycznych skał osadowych (w rodzaju piaskowców i mułowców karpackich, a czasem także iłowców).

W Karpatach, lokalnie występują w postaci otoczek skały ekstruzyjne (czyli fragmenty egzotycznych skał piroklastycznych, określane niekiedy mianem tephry), które należy tutaj zaliczyć do rodziny skał wylewnych pochodzenia magmowego. Świadczy o tym obecność fragmentów tufolawy oraz fragmentów ignimbrytów, metatufów lub tufów spieczonych (ang. *welded tuffs*). Należy przypuszczać (T. Wieser, inf. ustna), że przeobrażone skały tufowe reprezentują ponad 80% wszystkich skał tufogenicznych pochodzenia egzotycznego. Proces spieczenia nie zawsze jest jednak w pełni widoczny w oszarze badań.

W spektrum skał magmowych jednostki magurskiej, wylewnym skałom egzotycznym towarzyszą zwykle niewielkie ilości skał piroklastycznych, głównie typu *welded tuffs*, o chemizmie zarówno ryolitowym czy ryodacytowym, jak też andezytoidowym lub keratofirowym. Najczęściej notowane były w utworach niższego eocenu.

Skały piroklastyczne (w postaci tufów lub tufitów albitofirowych, keratofirowych, dacytowych, ryodacytowych lub ryolitowych) w niewielkich ilościach (rzędu 1–2%) obserwowane były począwszy od konglomeratów, napotykanymi wśród piaskowców krynickich dolnego eocenu aż do warstw magurskich formacji magurskiej na Górze Dzwonkówce. W nieco większych ilościach (rzędu 1–4%) napotkać można tutaj metatufy, obserwowane m.in. wśród piaskowców krynickich, piaskowców dolno-pasierbieckich oraz wśród konglomeratów warstw magurskich formacji magurskiej. W grupie metatufów rozpoznane zostały zarówno metatufy andezytoidowe lub keratofirowe, jak i dacytowe, ryodacytowe lub ryolitowe.

Część okruchów piroklastycznych, pochodzących z warstw magurskich Góry Dzwonkówki oraz z dolnych piaskowców pasierbieckich wiercenia Jordanów IG 1, przypomina utwory średnio-zasadowych law typu andezytowego, spotykanych na terenie PPS.

Piroklastyty jednostki magurskiej najczęściej wykształcone są w postaci ignimbrytów lub tufów spieczonych (*welded tuffs*). Jak się przypuszcza, egzotyczne ignimbryty jednostki magurskiej wiekowo pochodzić mogą z młodszego paleozoiku (permu).

Większość egzotycznych tufów i metatufów (w tym także tufów spieczonych), spotykanych na terenie jednostki magurskiej, pochodzi od law średnio-zasadowych, typu andezytowo-dacytowego lub keratofirowego. Większość z nich należy także do skał przeobrażonych hydrotermalnie w warunkach podmorskich. Posiadają one zwykle barwy plamiste, od ceglasto-fioletowej do zielonawej. Zwykle charakteryzują się one grubą łupkowatością oraz brakiem segregacji wielkościowej materiału piroklastycznego.

Równolegle, na terenie jednostki magurskiej napotkać można także egzotyczne tufy pochodzące od law kwaśnych typu ryolitowego lub ryodacytowego. Część z nich wykazuje także cechy tufów spieczonych (ang. *welded tuffs*). Obserwowane okazy często wykazują cechy przeobrażeń hydrotermalnych. Wiekowo, niektóre z nich mogą także pochodzić z utworów permskich.

Wśród okazów dominują barwy jasnoszare, szare lub brunatnawe. Charakteryzują się one budową wybitnie niejednorodną, często aglomeratową, zwykle blastoaleurytową, blastokataklastyczną oraz psamitową, apopopiołową lub sferolitową. Tekstura ma charakter bezładnej, czasem nieco smużastej lub fluidalnej.

Przykładowo wśród dolnych piaskowców pasierbieckich w otworze wiertniczym Jordanów IG 1 obserwuje się drobne okruchy zmetamorfizowanych tufitów, tj. metatufitów, o chemizmie odpowiadającym ryolitom lub ryodacytom, zbliżone do tufów spieczonych. Napotkać w nich można porwaki kwarcowe, fragmenty zoogeniczne, glaukonit oraz chlorytoid.

Dla porównania, na terenie PPS obserwuje się bogactwo keratofirowych skał piroklastycznych, zwłaszcza typu tufów spieczonych lub ignimbrytów (przy ubóstwie środkowo-triasowych dolomitów i wapieni dolomitycznych).

Ponadto wśród zlepieńców egzotycznych PPS (np. wśród formacji jarmuckiej Grupy Grajcarka — stanowiącej osłonę PPS i czasem nazywanej także jednostką hulińską) napotkać można fragmenty skalne zmetamorfizowanych tufitów krystalicznych barwy czerwonej (czasem określanych także nazwą tufoidów) i reprezentujące materiał poza-pieniński wieku przypuszczalnie werfeńskiego?

Rozpoznane tutaj tufoidy (*vel* metatufy) genetycznie związane są ze spilitami i najczęściej należą do przeobrażonych tufów litoklastycznych. Wspomniane fragmenty są często skarbonatyzowane i zawierają niewielką ilość materiału terygenicznego. Posiadają budowę zbliżoną do pilotaksytowej i barwę beżowo-szarą.

Na terenie jednostki śląskiej, wśród skał egzotycznych pochodzenia piroklastycznego (podobnie jak wśród skał wylewnych), reprezentowane są zarówno ogniwa pochodzące od magm kwaśnych, przesyconych krzemionką, typu ryolitowego, jak i magm obojętnych, typu bazaltowo-andezytowego, a także ogniw pośrednich, typu dacytowego lub ryodacytowego.

Skały tufowe w jednostce śląskiej ogólnie należą do niezbyt często notowanych skał egzotycznych i zwykle obserwowane były w utworach senonu i paleocenu. Na terenie Karpat Wschodnich występowanie ich najczęściej odnotowane zostało w poziomie górnych warstw istebniańskich. Występują one zwykle w postaci ignimbrytów (reprezentujących tufolawy), tufów i metatufów, tufów spieczonych, tufosilicytów oraz tufitów, zwykle przeobrażonych. Reprezentowane są ogniwa zarówno o chemizmie ryolitowym czy ryodacytowym jak i andezytowym lub keratofirowym. Najczęściej wykształcone są one w postaci ignimbrytów lub tufów spieczonych (*welded tuffs*). Wyróżnić tutaj można tufy (lub metatufy) typu porfirytowego o chemizmie (bazaltowo)-andezytowym, dacytowo-andezytowym lub dacytowym. Niekiedy obserwuje się odmiany lapillowo-popiołowe lub pyłowe, a także tufosilicyty czy nawet metatufy. Wyższe ich zawartości obserwuje się m.in. w rejonie Krosna (do 5%, zwykle w ilościach rzędu 1–2%). Najczęściej obserwowane są w utworach powstałych w najstarszym paleogenie w poziomie górnych warstw istebniańskich (np. w rejonie Cieżkowic, Gorlic, Krosna, Strzyżowa czy Brzozowa). Ponadto, znane są także z utworów kredowych (np. tufy porfirytowe typu lanckorońskiego), pochodzące z rejonu Bugaja koło Kalwarii Zebrzydowskiej czy też tufy lub metatufy lapillowo-popiołowe (odpowiadające sypkiej fazie dacytu biotyowego), łączące sukcesję śląską ze strefą żegocińską sukcesji podśląskiej.

Przykładowo, drobne fragmenty ignimbrytów, zaobserwowane w poziomie górnych warstw istebniańskich jednostki śląskiej, mogą być wieku permskiego lub nawet staro-mezozoicznego (od dolnego triasu po środkową jurę).

Z dolno-kredowego poziomu warstw wierzowskich, na terenie Karpat Zachodnich, z rejonu Kalwarii Zebrzydowskiej (Bugaj) opisano występowanie tufu porfirytowego, zbliżonego wyglądem do cieszyńców, najprawdopodobniej wieku górno-kredowego (A. Gawel i M. Książkiewicz). Możliwe jest pokrewieństwo tufu z Bugaja z porfirytem z Lanckorony, który może stanowić sypką fazę tej skały. Mieszanie się materiału osadowego i wulkanicznego w tufach z tego rejonu, interpretowane jest jako rezultat współczesnych erupcji podmorskich z osadzaniem się czerwonych łupków — najprawdopodobniej wieku górno-kredowego.

Wśród dolnych łupków pstrych (wieku paleoceńskiego), stanowiącej najbardziej zewnętrzny element płaszczowiny podśląskiej, określanej jako łuska Bachowic, np. w rejonie Bachowic (na N od Wadowic), napotkać można wśród skał egzotycznych fragmenty skał piroklastycznych w towarzystwie wapieni z wkładkami popiołu lub piasku wulkanicznego. Około 80% wszystkich egzotyków magmowych stanowią tutaj fragmenty tufów i tufitów, wiekowo reprezentujące przypuszczalnie utwory paleozoiczne lub staro-mezozoiczne. Występują one w towarzystwie kredowych tufów dacytowych, wiekiem mogące sięgać nawet do kampanu lub być młodsze. Czerwony tuf porfirytowy, najliczniejszy wśród egzotyków, tworzy tutaj nawet parometrowej średnicy skałki. Dolną granicą wieku tufitów z Bachowic (a także tufitów z Bugaja) jest górny turon lub dolny senon. Natomiast górną granicę może stanowić dan lub paleocen.

Wśród zlepieńców z Rybia jednostki podśląskiej (wieku kampan-mastrycht), w rejonie Kamionnej koło Bochni autor napotkał tufy i tufity spieczone, typu andezytoidowego, barwy plamisto-jasno-szarej, z relikami budowy lapillowej (wielkością nie przekraczającej frakcji psefitowej gruboziarnistej), w odmianie lito-krystaloklastycznej i teksturze bezładnej. Fragment był zsylikowany i skarbonatyzowany oraz wykazywał obecność otoczek wodorotlenków Fe wokół spieczonych ziaren. Obecny był biotyt, chloryt i seladonit.

W poziomie górnych warstw istebniańskich, w rejonie Bliznego koło Brzozowa napotkać można metatufy andezytowo-bazaltowe, zbliżone budową do łupków zielonych (zieleńców), barwy szaro-zielonawej z rdzawymi nalotami, o teksturze smużastej i nieco porowatej.

W rejonie Czarnorzek koło Krosna zaobserwować można tufy spieczone, lapillowo-popiołowe, barwy niebieskawo-szarej, o budowie wito-krystaloklastycznej i teksturze porowatej, mocno spirytyzowane i skalcytyzowane, wieku przypuszczalnie permskiego (lub staro-mezozoicznego).

W rejonie Jankowej koło Gorlic napotkać można słabo zmetamorfizowane tufy spieczone typu dacytowo-andezytowego, barwy białoszarej, z tłem skalnym o charakterze drobnofelsytowym. Z uwagi na charakter budowy wewnętrznej mogą one reprezentować zarówno materiał pochodzący z niszczenia podczas eksplozji krateru wulkanicznego jak i materiał związany z potokami po-

piólowymi. Przypominają one trochę czerwone tufy znajdujące wśród skał egzotycznych w górnokredowych utworach jednostki podśląskiej w rejonie Żegociny koło Bochni (T. Wieser, inf. ustna).

Niektóre fragmenty metatufów typu pyłowego barwy brunatnawej (np. z poziomu warstw górno-istebniańskich w rejonie Siekierczyny koło Ciężkowic), z uwagi na dominujący udział skaleni w budowie, zbliżone są wyglądem do metaarkozy (T. Wieser, inf. ustna).

Na terenie jednostki skolskiej najczęściej występują bardzo niejednorodne i zwykle drobnoziarniste skały piroklastyczne, zwykle należące do tufów spieczonych (*welded tuffs*). Podobnie jak na terenie innych jednostek karpackich, tutaj także charakteryzują się one zmiennym chemizmem, począwszy od andezytoidowego, andezyto-dacytowego, dacytoidowego do najbardziej kwaśnego, ryolitowo-dacytowego.

Są to skały o budowie litoklastycznej, gradacyjnej, typu od popiołowej do grubo-popiołowej, z tłem skalnym intersertalnym lub mikrogranitowym, charakterystycznie przeobrażone. Ponadto obecne są skalenie bardzo silnie zsercytyzowane oraz pseudomorfozy po amfibolach. Mogą zawierać duże ilości biotyту, często z opacytowymi obwódkami oraz fragmentami litoklastycznymi, utlenionymi i zgoethyzyzowanymi, czasem z zaawansowanym procesem seladonityzacji. Niektóre z nich zbliżone były typem do wulkanitów z Niedźwiady (wiekowo przypuszczalnie tyton? — J. Jasionowicz) lub przypominały nawet utwory permu. Charakteryzowały się one barwami ceglasto-czerwonymi, żółtawo-brazowymi, popielato- lub ciemno-szarymi.

Fragmenty skał piroklastycznych jednostki skolskiej zwykle napotkać można w utworach starszej kredy (najczęściej senonu) oraz w osadach paleocenu. W poszczególnych odsłonięciach przeważnie są skałami występującymi niezbyt licznie. Zazwyczaj towarzyszą fragmentom skał wylewnych i najczęściej wykształcone bywają w postaci ignimbrytów, metatufów (tufoidów) lub tufów spieczonych.

Wśród nich wyróżnić można brunatno-zielonawe lub różowawo-czerwone tufy lapillowo-popiołowe, zmienione w procesie spilityzacji i wykazujące obecność zjawisk świadczących o wpływie wietrzenia podmorskiego (spilitowe aglomeraty tufowo-lawowe, będące skałami złożonymi z materiału nie obtoczonego i źle wysortowanego, typu lapillowo-popiołowego, czasami noszącego charakter tufu spieczonego) oraz tufy i tufity wiroklastyczne, a także aglomeraty tufowo-lawowe, najczęściej typu andezytoidowego. Do odmian charakterystycznych należą bardzo niejednorodne i zwykle drobnoziarniste tufy spieczone, o chemizmie zarówno andezytowym, jak i andezyto-dacytowym czy dacytowym, a nawet ryolitowo-dacytowym. Niektóre z nich przypominały waryscyjskie utwory dewonu, karbonu lub permu.

W utworach kredy dolnej okrucy skał piroklastycznych mogą osiągać zawartości rzędu 5–6%. Natomiast w utworach z pogranicza kredy i paleogenu zwykle występują w ilościach 1–2%, a maksymalnie około 5%.

Przykładowo, fragmenty tufoidów (metatufów), występujące w utworach najwyższej kredy w rejonie Woli Korzenieckiej koło Birczy, barwy perłowo-szarej, z silnie skatakazowanymi kryształami i zsylikowanym spoiwem, zaliczone zostały (W. Nowak) do skał wulkanicznych wieku waryscyjskiego.

Dla porównania, fragmentom tufów porfirowych (z rodziny kwaśnych porfirów kwarcowych, w rodzaju granofirów) z poziomu dolnego wapienia bulastgo serii niedzickiej PPS (np. w rejonie Czajakowej Skały w wąwozie Homole koło Jaworek, na SE od Szczawnicy) przypisany został wiek werfeński (czyli górny karbon-perm?).

W starszych opracowaniach, dotyczących skał egzotycznych jednostki skolskiej często wspominana była obecność „porfirów krakowskich”, zwłaszcza z opisów dotyczących poziomów kredowo-paleoceńskich (warstw inoceramowych lub iłów babickich). Wprowadzone określenie sugeruje powiązania egzotycznych paleobazaltów (oraz ich odpowiedników ekstruzyjnych) z aktualnie odsłoniętymi skałami pochodzenia magmowego w rejonie Krzeszowic, przypuszczalnie korzeniami tkwiącymi w Bloku Małopolskim czy Śląskim (Z. Buła) lub innym (np. w Masywie Brunovistulicum, A. Żelaźniewicz) i związanych z intruzjami magmowymi głównie wieku waryscyjskiego, ale początkami mogących sięgać aż do prekambriu i kontynuować się aż do starszego mezozoiku (T. Wieser i A. Ślęczka).

W nawiązaniu do prowincji magmowych, można przypuszczać, że egzotyczne fragmenty andezytów (oraz skał pokrewnych) jednostki skolskiej genetycznie mogą być związane z łukami wyspowymi pochodzenia wulkanicznego. Spility (oraz często towarzyszące im keratofiry) przypuszczalnie pochodzą z górnej części skorupy oceanicznej. Pozostałe typy skał egzotycznych mogą pochodzić z reliktywnych form zredukowanej skorupy kontynentalnej lub też z obrzeżenia geosynkliny.

Odnosząc egzotyki do starszej kredy jednostki skolskiej (I. Gucwa i T. Wieser) można przyjąć, że nieliczne skały tufowe są produktami erupcji subaerycznych, podobnych do takich, jakie dostarczały materiału egzotycznego do utworów kredy górnej jednostki podśląskiej w okolicach Kamionnej koło Bochni. Przyjmuje się, że źródłem magmy mógł być płaszcz Ziemi, pokryty jedynie skorupą oceaniczną.

W pojedynczych fragmentach metatufy (zawartości rzędu 1%) można napotkać także w utworach niższego miocenu (zwłaszcza czerwone ignimbryty o budowie felsytowo-mikrolitowej i chemizmie albitofirowym).

Fragmenty skał ekstruzyjnych, obecne wśród skał egzotycznych, mogły pochodzić z małych obszarów źródłowych (typu wysp) o bardzo złożonej budowie geologicznej, obejmującej pełną suitę różnorodnych skał na przestrzeni niewielu kilometrów (por. współczesne Małe Antyle wg T. Wiesera).

Egzotyczne tufy i metatufy (tufy spieczone) PPS, łącznie z ignimbrytami lub tufolawami oraz perlitami i paleoryolitami (a także porfirami kwarcowymi czyli ortofirami) genetycznie (T. Wieser, w oparciu o chemizm wulkanitów z Białej Wody), pierwotnie mogły mieć charakter typowo kwaśny (ryolitowy do dacytowego). Jest on właściwy erupcjom pumekсовym typu arealnego (współcześnie obserwowany w rejonie Katmai lub Yellowstone i in.) i zwykle powiązany jest z procesami granityzacyjnymi w głębi mikrokontynentów lub może być powiązany z eusialicznym dnem morskim. Wielka miąższość produktów luźnych, tworzących po-

krywy lub potoki (ang. *ash floods*) spowodowała powstanie warunków sprzyjających do spieczenia w niższych partiach rytmów (dłuższe oddziaływanie gorących gazów). Z obserwacji cytowanych w części opisowej wynika również, że wybuchy miały miejsce zapewne w pobliżu brzegów wyspy, sądząc ze wzajemnego stosunku geologicznego wulkanitów do osadów otaczających. Wiek ich jest zapewne permski lub dolno-, a nawet górno-triasowy, sądząc z odpowiedników wiekowych Alp, Karpat Słowackich czy najbliższej znajdowanych piroklastytów porfirowych w podłożu Karpat fliszowych (np. w otw. wiertn. Tokarnia IG 1).

Przyjmuje się (T. Wieser), że nieodzownym warunkiem do powstania keratofirów i ich tufów (podobnych do pienińskich), poza masowymi erupcjami kwaśnych produktów wulkanicznych, było przykrycie osadami i pogrążenie utworów — dla wytworzenia warunków niezbędnych dla procesów autohydratyzacyjnych. Udział swój miały przy tym zarówno wody pomagmowe, jak i wody typu freatycznego. Potoki ciepłe („plamy gorąca”) mogły te procesy autohydratyzacyjne znacznie zintensyfikować, tworząc środowisko porównywalne z autoklawem.

Na szczególne podkreślenie (T. Wieser) zasługuje fakt występowania fragmentów spilitów niemal we wszystkich stanowiskach egzotyków w obrębie pasa skałkowego oraz lokalnie na terenie innych jednostek karpackich. Potwierdzona została obecność spilitów także wśród zlepieńców w północnej części basenu fliszu podhalańskiego. Dostarczany mógł być tam materiał z obszarów źródłowych, alimentujących wcześniej baseny PPS.

Wiek powstania tych przynależnych strukturalnie do dna oceanicznego, zasadowych wulkanitów (z których mogą powstawać spility i które posiadają odpowiedniki w skałach ekstruzyjnych) mógł się zmieniać wraz z odnawianiem się zjawisk erupcji podmorskich. Pewną wskazówką, rzutującą na sprecyzowanie wieku głównych faz działalności wulkanicznej, może być pojawiające się okresowo nagromadzenie pelagicznych osadów krzemionkowych (w rodzaju radiolarytów lub spongiolitów). Potrzebna do ich powstania krzemionka mogła pochodzić z hydrolitycznego rozpadu szkliwa wulkanicznego (głównie hialoklastytów) związanego z erupcjami podmorskimi.

Przykładowo wśród radiolarytów oksfordzkich (przewierconych w otworze Bańska IG 1 na głęb. 4038 m) stwierdzona została obecność okruszków pumeksu wulkanicznego i zseladonityzowanego szkliwa wulkanicznego (w rodzaju palagonitu). Wskazuje to na obecność wulkanizmu związanego z łukami wyspowymi, przy większym udziale skał kwaśnych.

Obecność większych ilości egzotycznych skał typu spilitowego świadczy o możliwym wpływie skorupy oceanicznej przy powstawaniu niektórych sukcesji jednostki skolskiej (i podśląskiej) w polskiej części Karpat. Wspomniane zjawisko nieco przybliża hipotezy subdukcji dla tego rejonu oraz pozwala na wnioski dotyczące obecności łuków wysp pochodzenia wulkanicznego na terenie niegdyś istniejącego basenu fliszowego, inicjalnego dla osadów jednostki skolskiej.

Można przyjąć (T. Wieser), że egzotyczne andezyty i skały im pokrewne mogą być pozostałością powierzchniowej działalności wulkanicznej, natomiast spility i keratofiry mogą pochodzić z górnej części skorupy oceanicznej, jako pozostałości wylewów podmorskich. Natomiast porfiroidy mogą posiadać wiek staropaleozoiczny; ryolity i skały im pokrewne mogą pochodzić z młodszego paleozoiku, natomiast pozostałe skały wulkaniczne mogą posiadać nawet wiek mezozoiczny.

Występowanie porfirytów wskazywać może na obecność magmy postorogenicznej typu kontynentalnego, wieku przypuszczalnie permskiego oraz magmy macierzystej dla łuków wyspowych, wieku przypuszczalnie staromezozoicznego, ukazującej się w pewnej odległości od strefy subdukcji.

Na podkreślenie zasługuje bliskie pokrewieństwo (w zakresie budowy wewnętrznej) pomiędzy spilitami i keratofirami jednostki magurskiej a analogicznymi egzotykami z pienińskiego pasa skałkowego.

W dyskusji brali udział: W. Ryłko, Z. Paul i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 10 listopada 2005 r.

Izabela LASKOWICZ, Katarzyna SOBIK: **Programy ochrony środowiska jako instrument strategicznego zarządzania środowiskiem**

Wiodącą zasadą polityki ekologicznej jest zasada zrównoważonego rozwoju, czyli „takie prowadzenie polityki i działań w poszczególnych sektorach gospodarki i życia społecznego, aby zachować zasoby i walory środowiska dla obecnych jak i przyszłych pokoleń”. Narzędziem realizacji polityki ekologicznej państwa są między innymi Programy Ochrony Środowiska. Konieczność ich opracowania wynika przede wszystkim z potrzeby wyznaczenia celów i narzędzi realizacji zrównoważonego rozwoju na szczeblu lokalnym. Ustawodawstwo polskie reguluje tryb i zasady opracowywania programów oraz wskazuje, że ochrona środowiska jest obowiązkiem władz publicznych, które poprzez swoją politykę powinny zapewnić bezpieczeństwo ekologiczne.

Podstawowym aktem prawnym odnoszącym się do konieczności sporządzenia Programu jest art. 17.1 ustawy z dnia 27 kwietnia 2001 roku Prawo ochrony środowiska (Dz.U. Nr 62, poz. 627 z dn. 20.06.2001), który mówi, że zarządy samorządów lokalnych poszczególnych szczebli, w celu realizacji polityki ekologicznej państwa, sporządzają programy ochrony środowiska, uwzględniając wymagania ustawy. Planowanie działań środowiskowych jest konieczne aby efektywnie wykorzystywać dostępne

środki, zgodnie z zasadami ekorozwoju. Istotnym elementem planowania jest zaangażowanie społeczności lokalnej do procesu podejmowania decyzji świadomych środowiskowo. Rola ludzi młodych jest szczególnie ważna w tym procesie, gdyż to głównie oni będą odbiorcami efektów podjętych decyzji. Dlatego w programach, tak wiele uwagi poświęca się edukacji ekologicznej.

W aktach wykonawczych do II Polityki Ekologicznej państwa określono cele oraz działania inwestycyjne i pozainwestycyjne, które powinny być wykorzystywane podczas sporządzania wojewódzkich, powiatowych i gminnych programów ochrony środowiska. Programy te określono w trojaki sposób:

- jako podstawa wyjściowa do konkretyzacji zadań w nawiązaniu do specyfiki i potrzeb danego regionu,
- jako analog do sformułowania regionalnych lub lokalnych wskaźników,
- jako inspiracja do wprowadzenia podobnego zadania na szczeblu regionalnym bądź lokalnym, jeśli zadanie w programie wykonawczym jest ujęte ogólnie bądź dotyczy szczebla krajowego.

Programy ochrony środowiska stanowią ponadto podstawę do ubiegania się o fundusze pomocowe ze źródeł krajowych i Unii Europejskiej.

Integralną częścią programu ochrony środowiska jest plan gospodarki odpadami. Celem tego dokumentu jest opracowanie systemu dostosowanego do potrzeb danej społeczności i umożliwienie zarządzania tą sferą w sposób zapewniający ochronę zdrowia ludzkiego i środowiska. Stąd samorządy kolejnych szczebli planują gospodarkę tą grupą odpadów, która znajduje się w zakresie ich działania. Na szczeblu wojewódzkim, planowana jest w szczególności gospodarka odpadami niebezpiecznymi, powiatowym odpadami gospodarczymi, gminnym odpadami komunalnymi.

Zintegrowany system gospodarki odpadami powinien obejmować co najmniej 150–200 tys. mieszkańców. Wynika to z korzyści jakie przynoszą działania na szczeblu regionalnym, a wśród nich:

- zmniejszenie kosztów inwestycji,
- możliwość zastosowania skuteczniejszej i bezpieczniejszej technologii,
- możliwość zastosowania lepszych zabezpieczeń instalacji przed zanieczyszczeniem środowiska,
- obniżenie kosztów monitoringu,
- osiągnięcie efektywniejszego wykorzystania instalacji.

Stąd wynika konieczność tworzenia ponadlokalnych systemów gospodarowania odpadami, które niekoniecznie pokrywają się z przebiegiem granic administracyjnych. Skoordinowanie takich szerokich działań jest możliwe dzięki zasadzie zgodności programów niższego szczebla z programami wyższego szczebla.

W dyskusji brali udział: T. Mrozek, P. Marciniak, B. Bąk i prelegentki.

Posiedzenie odbyło się w dniu 17 listopada 2005 r.

Rafał PAJAŁ: Wstępne wyniki badań iłów miocénskich pod kątem ich zastosowania jako barier izolacyjnych

Powszechnie grunty ilaste mają zastosowanie jako materiał do budowy uszczelnień mineralnych. Trudności w ocenie właściwości izolacyjnych wynikają ze zmienności litologicznej i strukturalnej, ocenie i charakteru procesu filtracji oraz wypracowanie odpowiednich metod badań. Do pilotażowego badania wybrano ility miocénskie z uwagi na duże rozprzestrzenienie i korzystne cechy litologiczne. Celem badania było ustalenie współczynnika filtracji na podstawie metody obliczeniowej (metoda pośrednia) w oparciu o współczynnik konsolidacji (C_v) oraz współczynnik ścisłości objętościowej (mv). Badanie przeprowadzono na miękkoplastycznych pastach iłowych w konsolidometrze Rowe'a. W celu uzyskania miarodajnych wyników współczynnika filtracji dokonano interpretacji w oparciu o przebieg rozpraszania ciśnienia porowego. Tradycyjne metody Taylor'a i Casagrande'a nie wystarczają do pokazania porównywalnych wartości współczynnika filtracji. Różnice otrzymanych wyników są rozbieżne z założeniami teoretycznymi i dotyczą zarówno odkształcenia jak i rozpraszania ciśnienia porowego. Dodatkowo przeprowadzono badania w innych urządzeniach (systemu Trautwein) w celu porównania charakterystyk filtracyjnych przy różnych metodach ich uzdatniania.

W dyskusji brali udział: A. Wójcik, T. Mrozek, P. Marciniak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 17 listopada 2005 r.

Barbara RADWANEK-BAK, Teresa MROZEK, Izabela LASKOWICZ, Bogusław BAK: **Koncepcja mapy terenów podwyższonego ryzyka naturalnego w skali 1:10 000 (dla terenów górskich i podgórskich)**

Mapa terenów podwyższonego ryzyka naturalnego w skali 1:10 000 należy do grupy pilotażowych map geośrodowiskowych, których celem jest wypracowanie kompleksowej metodyki kartograficznego przedstawiania obszarów, na których występują naturalne i antropogeniczne zagrożenia dla działalności i życia mieszkańców. Zakres przedmiotowy mapy obejmować będzie obszary podwyższonego ryzyka, zdefiniowane jako:

- tereny przemysłowe,
- tereny pogórnice,
- tereny zurbanizowane lub planowanego rozwoju głównych miast polskich,
- tereny przeznaczone pod duże inwestycje,
- tereny o nasilonym występowaniu zjawisk geodynamicznych,
- odcinki dolin rzecznych o wzmożonym zagrożeniu powodziowym.

W efekcie prac powstaną wzorcowe arkusze map podwyższonego ryzyka:

- dla terenów zdegradowanych przez przemysł i górnictwo,
- dla terenów zurbanizowanych lub przeznaczonych pod duże inwestycje,
- dla terenów narażonych na występowanie naturalnych zjawisk geodynamicznych,
- dla terenów wysokiego zagrożenia powodziowego.

Dla wypracowania metodyki opracowania map podwyższonego ryzyka na obszarach narażonych na występowanie naturalnych zjawisk geodynamicznych wybrano rejon Szczawnicy. Jest to obszar w znacznym stopniu zabudowany, w którym ze względu na ukształtowanie terenu (wąskie doliny o stromych zboczach) znacznie utrudnione jest budownictwo. Występowanie zjawisk geodynamicznych dodatkowo utrudnia planowanie gospodarki przestrzennej miasta i gminy. Problematyka mapy dla terenów górskich i podgórskich będzie obejmowała następujące zagadnienia sformułowane dla potrzeb realizacji tematu jako problemy:

1. Obszary na których obserwuje się efekty ruchów masowych,
2. Obszary, które mogą znaleźć się w strefie oddziaływania ruchów masowych w wyniku uruchomienia już istniejących osuwisk,
3. Strefy (obecnie nieosuwiskowe), w których ze względu na występowanie określonych czynników mogą nastąpić ruchy masowe,
4. Oszacowanie przewidywanych strat powstałych w przypadku zaistnienia ruchów masowych.

Jednym z założeń tematu jest opracowanie koncepcji z wykorzystaniem systemu informacji przestrzennej (GIS), dlatego też dane pozyskane dla potrzeb realizacji kolejnych etapów pracy zostaną zebrane w przestrzennej bazie danych. Jako efekt końcowy przewiduje się wykonanie następujących map wynikowych:

- mapa obszarów niebezpiecznych ze względu na występowanie osuwisk,
- mapa stref potencjalnie niebezpiecznych,
- mapa potencjalnych strat.

Ze względu na fakt, że jest to pierwsze tego typu opracowanie, szczegóły metodyki wykonania map wynikowych uzależnione będą od wielu czynników, między innymi od:

- jakości pozyskanych danych — w szczególności możliwości prześledzenia rozwoju ruchów masowych w minionym wieku,
- możliwości ustalenia korelacji pomiędzy czynnikami wpływającymi na dynamikę ruchów masowych,
- wykluczenia z dalszej analizy warstw tematycznych silnie zależnych.

W dyskusji brali udział: R. Patorski, K. Witek i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 24 listopada 2005 r.