

SPIS RZECZY

MUZEUM GEOLOGICZNE

Leszek KRZEMIŃSKI: Paleozoiczny magmatyzm kontynentalny w kambryjskiej pokrywie centralnej części bloku górnośląskiego	1
Ewa KRZEMIŃSKA: Warunki p-T proterozoicznego metamorfizmu regionalnego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej	4
Tatiana WORONCOWA-MARCINOWSKA: Górnodewońskie goniatyty (Agoniatitida i Goniatitida) w kolekcjach Muzeum Geologicznego PIG — ich paleontologia i znaczenie stratygraficzne	5

ZAKŁAD GEOLOGII REGIONALNEJ I NAFTOWEJ

Teresa PODHALAŃSKA: Fosfatyzacja w węglanowych osadach ordowiku środkowego basenu bałtyckiego . .	8
Katarzyna NARKIEWICZ: Zastosowanie standardowej zonacji konodontowej środkowego dewonu na obszarze radomsko-lubelskim.	9

ZAKŁAD GEOLOGII GOSPODARCZEJ

Jacek Robert KASIŃSKI, Grzegorz CZAPOWSKI, Piotr KRZYWIEC, Marcin PIWOCKI: Rola halokinezy w formowaniu „pułapek akumulacyjnych” materii fitogenicznej w trzeciorzędzie	11
---	----

ZAKŁAD KARTOGRAFII GEOLOGICZNEJ

Dariusz GAŁĄŻKA: Zastosowanie makroskopowych badań eratyków do określenia stratygrafii glin lodowcowych Środkowej i Północnej Polski	13
--	----

Marcin ŻARSKI: Interpretacja geologiczna i palinologiczna stanowisk interglacialnych Wylezin i Kontrowers na Wysoczyźnie Żelechowskiej.	15
---	----

ZAKŁAD HYDROGEOLOGII I GEOLOGII INŻYNIERSKIEJ

Bogusław KAZIMIERSKI, Elżbieta PRZYTUŁA, Teresa RUDZIŃSKA-ZAPAŚNIK: Zadania sieci obserwacyjnej wód podziemnych wynikające z zadań Państwowej Służby Hydrogeologicznej . . .	16
Jan SZEWCZYK, Jacek MAJOROWICZ, Jan SAFANDA, Tomasz GIDZIŃSKI: Anomalia geotermiczna rejonu Krzemianka–Udryń — efekt zmian klimatycznych okresu Plejstocen–Holocen (permafrost?)	19

ZAKŁAD GEOFIZYKI

Zdzisław PETECKI: Charakter i geometria podłoża magnetycznego NW Polski a strefa TESZ	22
---	----

CENTRALNE LABORATORIUM CHEMICZNE

Konferencja „Zastosowanie metod AAS, ICP-AES i ICP-MS w analizie śladowej”	24
--	----

ODDZIAŁ DOLNOŚLĄSKI

Zbigniew CYMERMAN: Krystalinik Bornholmu	26
Jacek KOŹMA, Elżbieta GAWLIKOWSKA: Geopark „Łuk Mużakowa”	27
Krzysztof URBAŃSKI: Deformacje glaciektoniczne w środkowozachodniej Polsce	29
Stefan CWOJDZIŃSKI: Ekspansja Ziemi według Jamesa Maxlowa — krytyczne omówienie	30
Zbigniew CYMERMAN: Mylonity Podlasia	32
Krzysztof HORBOWY: Sytuacja prawna Państwowego Instytutu Geologicznego po 2001 roku	34
Leszek GIRO, Jacek SIEMIĄTKOWSKI: Spoiwo chondr w meteorycie Baszkówka	35
Mikołaj LEWICKI: Modelowanie wpływu zmian użytkowania gruntu na geometrię i funkcje koryta rzeczno-geologicznego na przykładzie zurbanizowanych zlewisz stanu Maryland	36
Krzysztof HORBOWY: Kopaliny i minerały — kto jest ich prawnym właścicielem	38
Zbigniew CYMERMAN: Waryscyjska ekstensyjna w Sudetach	39
Stefan CWOJDZIŃSKI: Struktura sejsmiczna litosfery kontynentalnej a współczesna geodynamika	41

ODDZIAŁ GÓRNOŚLĄSKI

Marek GAŁKA: Złoże kopaliny w powiecie czarnkowsko-trzcianeckim na podstawie <i>Mapy geologiczno-gospodarczej Polski</i> w skali 1:50 000	43
Anna JURCZAK-DRABEK: Wody powierzchniowe i podziemne powiatu czarnkowsko-trzcianeckiego na podstawie MGGP w skali 1:50 000	45

Barbara PTAK: Środowisko przyrodnicze powiatu czarnkowsko-trzcianeckiego na podstawie MGGP w skali 1:50 000.	48
Katarzyna STRZEMIŃSKA: Gospodarka surowcami i możliwości poszerzenia bazy zasobowej w powiecie czarnkowsko-trzcianeckim, na podstawie <i>Mapy geologiczno-gospodarczej Polski</i> w skali 1:50 000	51
Jolanta MARKIEWICZ: Przejawy metasomatycznej feldspatyzacji potasowej i biotytyzacji skał intruzywnych rejonu Myszkowa	52
Lidia RAZOWSKA-JAWOREK: Światowe trendy w hydrogeologii przedstawione na XXXI Kongresie Międzynarodowej Asocjacji Hydrogeologów w Monachium	54
Krzysztof LASON, Marek MARKOWIAK: Geochemiczno-mineralogiczne przesłanki wystąpienia złożeń porfirowego w okolicach Żarek.	55
Małgorzata TRUSZEL: Wstępne podsumowanie wyników badań utworów skarnowych w rejonie krakowsko-lublinieckim	56
Barbara PTAK: Prezentacja arkusza Wągrowiec (<i>Mapa geologiczno-gospodarcza Polski</i> w skali 1:50 000).	58
Jan KWARCINŃSKI, Sławomir WILK: Projekt badań oceny niekontrolowanej emisji metanu nad wyrobiskami górniczymi likwidowanych metanowych kopalń węgla kamiennego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego — Rybnicki Okręg Węglowy	60
Zbigniew BUŁA, Marek MARKOWIAK, Ryszard HABRYN: Geologiczne uwarunkowania wystąpień mineralizacji kruszcowej w regionie krakowsko-lublinieckim	61
Jolanta MARKIEWICZ: Chemizm minerałów typomorficznych bazytów strefy uskokowej Kraków–Lubliniec	63
Barbara PTAK: Prezentacja arkusza Chełmża (<i>Mapa geologiczno-gospodarcza Polski</i> w skali 1:50 000)	65
Katarzyna STRZEMIŃSKA: Prezentacja <i>Mapy geologiczno-gospodarczej Polski</i> w skali 1:50 000, arkusz Żółędowo	66
Lidia RAZOWSKA-JAWOREK, Jadwiga WAGNER: Zmiany jakości wód podziemnych w rejonie zatopionej kopalni węgla kamiennego „Krystyna” w Tenczyńsku	68
Anna JURCZAK-DRABEK: Prezentacja <i>Mapy geologiczno-gospodarczej Polski</i> , arkusz Toruń (361)	70
Joanna CUDAK, Lidia RAZOWSKA-JAWOREK, Igor BRODZIŃSKI: Realizacja <i>Mapy hydrogeologicznej Polski</i> w skali 1:50 000 na obszarach górskich i przygranicznych (arkusze: Głucholazy i Prudnik)	72
Marek GAŁKA, Janusz JURECZKA, Włodzimierz KRIEGER, Jan KWARCINŃSKI: Nowe ujęcie map geologiczno-złożowych karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego	74
Paweł WOŹNIAK: Stratygrafia i cechy litologiczno-facjalne utworów dewonu węglanowego we wschodniej części bloku górnośląskiego	76

ODDZIAŁ KARPACKI

Paweł MARCINIEC, Ziemowit ZIMNAL: Punkty dokumentacyjne wzdłuż trasy projektowanej autostrady Kraków–Tarnów	78
Janusz SKULICH: Spektrum egzotykowych skał magmowych jednostki magurskiej polskich Karpat fliszowych.	80
Ziemowit ZIMNAL: Profil utworów czwartorzędowych Rzeszów–Żabniki.	83
Zbigniew PAUL, Tadeusz WIESER: Pochodzenie i związki genetyczne konkrecji manganowych, tufów i radiolarii z cenomańsko-turońskich warstw radiolariowych z Zewnętrznych Karpat fliszowych	84
Janusz SKULICH: Spektrum egzotykowych skał magmowych jednostki śląskiej polskich Karpat fliszowych.	86

ODDZIAŁ ŚWIĘTOKRZYSKI

Andrzej JUSZCZYK: Możliwości przekwalifikowania odpadów poeksploatacyjnych w woj. świętokrzyskim na antropogeniczne złoża	92
Jerzy GAŁOŁ: Rezerwat przyrody nieożywionej „Kęgi Kamienne” w województwie świętokrzyskim	94
Zbigniew SZCZEPANIK: Nastęstwo stratygraficzne głównych zespołów akritarchowych w ordowiku Gór Świętokrzyskich	96
Jerzy GAŁOŁ: Walory naukowe i dydaktyczne rezerwatu przyrody „Góra Dobreszowska” w województwie świętokrzyskim	98
Alicja KASPRZYK: Anhydrytacja gipsów — proces, warunki, czynniki kontrolujące.	100
Jan MAŁEC: Znaczenie stratygraficzne małżoraczek z pogranicza dewonu dolnego i środkowego w regionie łysogórskim	102
Ewa WRÓBLEWSKA: Warunki hydrogeologiczne i stopień zagrożenia wód podziemnych na ark. Ostrowiec Świętokrzyski <i>Mapy hydrogeologicznej Polski</i> 1:50 000	105
Ewa WRÓBLEWSKA: Warunki hydrogeologiczne i stopień zagrożenia wód podziemnych na ark. Nowa Słupia <i>Mapy hydrogeologicznej Polski</i> 1:50 000.. . . .	107
Gertruda HERMAN: Warunki hydrogeologiczne i stopień zagrożenia wód podziemnych na obszarze arkusza Oleszno <i>Mapy hydrogeologicznej Polski</i> w skali 1:50 000	109
Sylwester SALWA: Mapa sieci współczesnych uskoków i mapa strukturalna spagu permu w NW części obrzeżenia permsko-mezozoicznego regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich	111
Alicja KASPRZYK: Model anhydrytacji badeńskich gipsów laminowanych w zapadlisku przedkarpackim	113
Zbigniew ZŁONKIEWICZ: Korelacja i paleogeografia górnej jury w południowo-zachodnim obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich i w niecce Nidy	115
Jan MAŁEC: Zespoły otwornicowe w utworach z pogranicza emsu i eiflu regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich	116
Maria KULETA: Mapa miąższości i litofacji karbonu w regionie świętokrzyskim	118
Jan MAŁEC: Mapy litofacji i miąższości dewonu w regionie świętokrzyskim	119
Zbigniew SZCZEPANIK: Mapa miąższości rzeczywistych pokrywy ordowicko-sylurskiej w regionie świętokrzyskim	122
Stanisława ZBROJA: Mapa miąższości i litofacji górnego permu w regionie świętokrzyskim	125
Andrzej ROMANEK: Kenozoik między Drezdenkiem i Gorzowem Wielkopolskim.	126
Jan MAŁEC: Wykształcenie fałdowe i środowisko sedimentacji kambru z rejonu Wiśniówki (Góry Świętokrzyskie).	129
Tymoteusz WRÓBLEWSKI: Zasoby przyrody i krajobrazu w obszarze arkusza Krzywca <i>Mapy geologiczno-gospodarczej Polski</i> 1:50 000 (pogranicze Karpat Zachodnich i Wschodnich)	132

ODDZIAŁ GEOLOGII MORZA

Maria KRECZKO, Zbigniew KORDALSKI: Występowanie i możliwości wykorzystania wód podziemnych na Żuławach	138
Stanisław UŚCINOWICZ: Podnoszenie się zwierciadła wód podziemnych w utworach kredowych w rejonie Trójmiasta w latach dziewięćdziesiątych na tle eksploatacji	139
Jarmila KRZYMIŃSKA: Małżoraczki jako wskaźniki zmian paleośrodowiskowych w obszarze Zatoki Gdańskiej	141
Maria KRECZKO: Zasilanie i drenaż wód podziemnych czwartorzędowego piętra wodonośnego na obszarze Żuław Wiślanych	142
Andrzej LISICKI: Dynamika zjawisk pływowych w strefie brzegowej mórz i oceanów	144
Mirosław LIDZBARSKI: Zasoby odnawialne i dyspozycyjne wód podziemnych Żuław Wiślanych	145
Szymon UŚCINOWICZ: Glacioizostacja obszaru południowego Bałtyku	148

Piotr PRZEZDZIECKI: Możliwości i metody wykorzystania zasobów geologicznych baz danych Oddziału Geologii Morza PIG	150
Leszek ZALESZKIEWICZ, Dorota KOSZKA-MARON: Geodynamika zachodniego wybrzeża Zalewu Puckiego	151

ODDZIAŁ POMORSKI

Marcin MAZUROWSKI: Porównanie właściwości hydrogeologicznych zbiorników krasowych i szczelinowych na przykładzie obserwacji z Gór Kaczawskich	153
Marcin MAZUROWSKI, Zenon WIŚNIEWSKI: Hydrogeologia doliny Warty na podstawie ark. MHP Słońsk i Kostrzyn.	155
Andrzej PIOTROWSKI: Wychodnie osadów miocenu w okolicy Witnicy koło Gorzowa Wielkopolskiego . .	156
Ryszard DOBRACKI: Wyniki wierceń w strefie brzegowej na odcinku Mielno–Ustka	157
Zenon WIŚNIEWSKI, Ryszard HOC, Piotr FUSZARA: Zapadowe osiadanie gruntów w Buszynie k. Polanowa w powiecie koszalińskim.	158
Piotr FUSZARA, Ryszard HOC: Parametry filtracyjne skał porowatych przy filtracji paliw, zastosowanie permeometru do badań współczynnika filtracji	160
Andrzej PIOTROWSKI: Nowe znaleziska ssaków plejstocentrycznych w Bielinku	161
Aleksander FRANKIEWICZ: Wyniki badań litopertograficznych z wierceń na arkuszu Drobina SMGP	162
Ryszard HOC, Piotr FUSZARA: Hydrogeologia wielkopolskiej doliny kopalnej na podstawie <i>Mapy hydrogeologicznej Polski</i>	163
Andrzej PIOTROWSKI: Zależność rzeźby terenu i podłoża podczwartorzędowego od struktur tektonicznych w Meklemburgii i Pomorzu Przednim	164

MUZEUM GEOLOGICZNE

Leszek KRZEMIŃSKI: Paleozoiczny magmatyzm kontynentalny w kambryjskiej pokrywie centralnej części bloku górnośląskiego

Blok górnośląski uważany jest przez część badaczy za jednostkę pochodzącą z orogenu awalońsko-kadomskiego, który rozwinął się wzdłuż północnej, aktywnej krawędzi paleokontynentu Gondwany w wyniku późnoproterozoicznej subdukcji Morza Tornquista. Pasma to obejmuje m.in. terran Zachodniej Avalonii położony obecnie w Nowej Anglii i atlantyckich prowincjach Kanady, jego przedłużenie w południowej Brytanii, Irlandii i w podłożu strefy reńsko-herceyńskiej waryscydów środkowoeuropejskich (Wschodnia Avalonia) oraz terrany Armoryki–Cadomii.

Przedmiotem badań petrologicznych były dwie hipabisalne intruzje magmowe (?sille) rozpoznane wierceniami Goczałkowice IG 1 i Sosnowiec IG 1. W pierwszym profilu ciało magmowe o grubości 40 m, zbudowane w całości z oliwinowych dolerytów, występuje na kontakcie słabo zmetamorfizowanych utworów metaosadowych prekambriu z klastycznymi osadami dolnego kambru. Ponad dwukrotnie grubsza intruzja w otworze Sosnowiec IG 1 tnie osady okruchowe kambru środkowego. Zewnętrzne strefy tego ciała zbudowane są z oliwinowego dolerytu tego samego typu co w Goczałkowicach IG 1, natomiast jądro stanowią średnio- i gruboziarniste dioryty piroksenowe i amfibolowe. Charakter późnych dyferencjatów magmowych mają granofirowe przerosty ortoklazowo-kwarcowe o strukturze mikrograficznej, pospolicie tworzące interstycjalne segregacje w diorycie amfibolowym i w mniejszej ilości obecne także w diorycie piroksenowym i dolerytowej górnej strefie intruzji.

Klinopiroksen diorytów reprezentowany jest wyłącznie przez augit, podczas gdy w dolerytach zanotowano współwystępowanie serii augitowej z serią pigeonitową. Taka asocjacja, z bogatymi w żelazo augitami i ferroaugitami (wskaźnik magnezowy Mg# w zakresie

0,40–0,72) o bardzo niskiej zawartości Al_2O_3 i niskich koncentracjach TiO_2 i CaO , jest typowa dla toleitów kontynentalnych. Wysoka zawartość żelaza i bardzo niskie koncentracje Cr_2O_3 wskazują na krystalizację augitów z magmy silnie zdyferencjowanej.

Wysoki stosunek FeO^*/MgO oraz znaczący udział normatywnego hiperstenu (15,1–24,0% wag.) decydują o toleitowym charakterze badanych skał, reprezentujących serię subalkaliczną. Doleryty charakteryzują się względnie wysoką zawartością $\text{SiO}_2 \sim 50\%$ wag., niską TiO_2 (1,27–1,57% wag.) i zawartością $\text{MgO} \sim 7\text{--}7,5\%$ wag. przy umiarkowanie niskim współczynniku $\text{Mg\#}$ 57,9–60,5. Oznacza to skład silnie zdyferencjowany powstały w wyniku niskociśnieniowego intensywnego frakcjonowania oliwinu w magmie pierwotnej o znacznie większej zawartości MgO .

Na diagramach wariacyjnych, wykorzystujących MgO jako wskaźnik stopnia zdyferencjowania, zaznaczają się te same trendy zmienności składu w diorytach co w dolerytach. Wyrażna jest ujemna korelacja SiO_2 , pierwiastków litofilnych o dużym promieniu jonowym (LILE: K, Rb, Ba), lekkich pierwiastków ziem rzadkich (LREE: La, Ce, Nd, Sm) i pierwiastków o wysokim potencjale jonowym (HFSE: Nb, Zr, P, Ti, Y) z MgO . Wzbogaceniu diorytów w pierwiastki niedopasowane towarzyszy drastyczny spadek koncentracji pierwiastków dopasowanych Cr i Ni w porównaniu z dolerytami. Z zależności tych wynika, że dioryty z Sosnowca IG 1 są bezpośrednim produktem różnicowania magmy dolerytowej, które polegało na usuwaniu tryfazowej asocjacji oliwin + plagioklaz + klinopiroksen (tzw. frakcjonowanie gabrowe).

Wspólna dla obu badanych intruzji jest bardzo wyraźna ujemna anomalia Nb na charakterystykach zawartości pierwiastków niedopasowanych znormalizowanych do składu pierwotnego płaszcza. Kształt charakterystyk diorytów i dolerytów jest bardzo podobny, przy większym wzbogaceniu diorytów w pierwiastki niedopasowane. W zakresie La–Y charakterystyki dolerytów są relatywnie płaskie, co wskazuje na dość wysoki stopień parcjalnego topienia źródeł płaszczowych. W porównaniu z N-MORB (zubożone bazalty grzbietów śródoceanicznych) doleryty są silniej wzbogacone w pierwiastki niedopasowane, zwłaszcza w LILE i LREE. Przypominają natomiast E-MORB (wzbogacone bazalty) z wyjątkiem większych koncentracji Rb i obecności ujemnej anomalii Nb, która nie zaznacza się w bazaltach śródoceanicznych.

Doleryty z bloku górnośląskiego wykazują bardzo wyraźne pokrewieństwo geochemiczne z ubogimi w tytan toleitowymi bazaltami kontynentalnych plateau (CFB, continental flood basalt) należącymi do mezozoicznych prowincji Karoo, Ferrar i Dekan związanych z rozpadem paleokontynentu Gondwany i otwarciem Oceanu Indyjskiego, a także wczesnotriasowej prowincji syberyjskiej i mioceńskiej prowincji Columbia River, gdzie nie doszło do rozpadu kontynentu. Dioryty z Sosnowca IG 1 mają charakterystyki analogiczne do ubogich w tytan bazaltowych andezytów. Wspólna dla wymienionych obszarów występowania CFB jest tektonika ekstensyjna towarzysząca szczelinowym ekstruzjom skał wulkanicznych i intruzjom dajek dolerytowych. Zgodnie z rozpowszechnioną opinią ekstensja ta była rezultatem rozciągania litosfery pod wpływem podnoszącego się gorącego pióropusza płaszcza. Prawie powszechna w CFB ujemna anomalia Nb jest źródłem poglądu o obecności tzw. składnika subdukcyjnego w płaszczu litosferycznym. Anomalia ta powstaje wtedy, gdy uwolnione przez subdukcję skorupy oceanicznej fluidy i stopy podnoszą koncentracje LILE i LREE (w tym La) w klinie płaszcza nad strefą subdukcji, jednocześnie powodując tylko nieznaczne zmiany

zawartości większości HFSE (w tym Nb). Silne pokrewieństwo badanej asocjacji magmowej bloku górnośląskiego z bazaltami kontynentalnych plateau implikuje podobne środowisko tektoniczne generacji magmy i jej umiejscowienia.

W szerokim ujęciu regionalnym skały magmowe bloku górnośląskiego dobrze korelują się geochemicznie z niektórymi bazaltami toleitowymi wczesnego paleozoiku Zachodniej Avalonii, związanymi z transtensją, ryftowaniem i podnoszeniem się astenosfery, a także z kontynentalnymi metabazaltami tworzącymi dajki w południowozachodniej części bloku morawskiego. Te ostatnie interpretowane były jako pochodne stopów pochodzących z subkontynentalnego płaszcza litosferycznego wzbogaconego w pierwiastki niedopasowane.

Inicjalne wartości ϵ_{Nd} trzech próbek z Sosnowca IG 1 obliczone dla wieku 500 Ma (przełom kambriu i ordowiku) i 420 Ma (późny sylur), które można uznać za daty określające przedział prawdopodobnego wieku krystalizacji tych skał, mieszczą się w zakresach odpowiednio: +0,15 do +0,44 i –0,40 do –0,10. Są to wartości pośrednie pomiędzy stosunkami izotopowymi Nd postulowanymi dla zubożonych źródeł astenosferycznych i wzbogaconego subkontynentalnego płaszcza litosferycznego. Prawdopodobnie świadczą one o udziale obu źródeł płaszczowych w generowaniu magmy pierwotnej. Mało prawdopodobne jest powstanie takich charakterystyk izotopowych w wyniku znaczącej asymilacji materiału skorupowego przez magmę o pochodzeniu wyłącznie astenosferycznym, ponieważ tego rodzaju kontaminacja powoduje znacznie mniejsze od obserwowanych zmiany stosunków izotopowych Nd.

Mechanizm genezy badanych intruzji można przedstawić w postaci następującej sekwencji zdarzeń:

- późnoproterozoiczna subdukcja płyty Morza Tornquista pod aktywną krawędź paleokontynentu Gondwany (pasma awalońsko-kadomskie), powodująca wzbogacenie płaszcza litosferycznego bloku górnośląskiego w pierwiastki niedopasowane;

- podnoszenie się gorącego pióropusza płaszcza astenosferycznego poprzedzone ekstensyjnym ścienieniem litosfery, być może zapowiadającym ryftowanie i oderwanie terranu górnośląskiego (fragment Wschodniej Avalonii?) od Gondwany w starszym paleozoiku;

- znaczny stopień parcjalnego topienia na granicy czoła pióropusza i podstawy litosfery powodujący generowanie stopów pikrytowych o mieszanych charakterystykach geochemicznych i izotopowych;

- intensywne frakcjonowanie gabrowe magmy pierwotnej w zbiornikach skorupowych;

- wczesnopaleozoiczne intruzje silnie zdyferencjowanej magmy bazaltowo-diorytowej w osadową pokrywę kambryjską.

W dyskusji brali udział: N. Bakun-Czubarow, K. Zawidzka, M. Sikorska-Jaworowska, W. Dymowski i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 24 kwietnia 2002 r.

Ewa KRZEMIŃSKA: **Warunki p-T proterozoicznego metamorfizmu regionalnego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej**

Określenie warunków p-T (ciśnienia i temperatury) proterozoicznego metamorfizmu regionalnego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej to efekt dwuletniego tematu: 6.20.1309.00.0 „Kompleksy metamorficzne w polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego; badania warunków p-T metamorfizmu związanego z akrecją paleoproterozoicznych terranów”. Pierwszoplanową rolę w tym programie badawczym odegrały dwie struktury metamorficzne w obszarze na zachód od pogranicznego kompleksu podlaskiego, czyli kompleksy ciechanowski i kaszubski, słabo rozpoznane wierceniami i równie słabo zbadane petrograficznie. Przez daleko idącą analogię z kompleksem podlaskim, jednostki te traktowane były jako stare struktury metamorficzne najpierw prekarelskie (1984), czy preswekofenokarelskie (1990), od 1998 jako paleoproterozoiczne. Trzeba jednak pamiętać, że nie przeprowadzane tu były badania geochronologiczne, a dane petrograficzne są fragmentaryczne. Kompleks kaszubski reprezentują cztery otwory wiertnicze: Hel IG 1, Żarnowiec IG 1, Darżlubie IG 1, Kościerzyna IG 1. Strop podłoża prekambryjskiego zalega na znacznej głębokości od 3240 m w Żarnowcu do 5150 m w Kościerzynie. Miąższości przewierconych skał krystalicznych są niewielkie od 11 m w Darżlubiu do 54 m w Kościerzynie. Kompleks ciechanowski charakteryzuje pięć otworów Gdańsk IG 1, Dębowiec Warmiński 4, Prabuty IG 1, Olsztyn IG 2, Olszyny IG 1. Strop prekambryjski pojawia się na głębokości 1440 m w Olszynie, czy 3890 m w Prabutach. Miąższości przewierconych skał krystalicznych są także niewielkie, od 11 m w Dębowcu Warmińskim do 40 m w Gdańsku.

Badaniami petrograficznymi i termobarometrycznymi objęto próbki z wymienionych otworów z kompleksów kaszubskiego i ciechanowskiego oraz dla porównania próbkę granitoidów z Malborka IG 1, prawdopodobnie związanych z kompleksem mazurskim zdominowanym przez granitoidy rapakiwipodobne.

Prace analityczne przeprowadzono w Pracowni Mikroskopii Elektronowej PIG. W trakcie realizacji tematu posłużono się 12 termometrami i 3 barometrami geologicznymi.

Zakwestionowano retrogresywny charakter amfiboli w enderbitach czy gnejsach piroksenowo-amfibolowych kompleksu kaszubskiego. Do określenia warunków p-T najstarszej generacji minerałów wykorzystane zostały termometry hb-pl obok opx-cpx i opx-bt oraz barometr hb. Obliczone w kompleksie kaszubskim, maksymalne temperatury metamorfizmu (pik), w zakresie 850–800°C i ciśnienia od 6,7–6 kbar wskazują na wysoki stopień metamorfizmu w warunkach facji granulitowej. Główne stadium metamorfizmu odbywało się przy temperaturach 790–600°C. Warunki retrogresywne obejmują przedział od 550–450°C i ciśnienia 5,0–4,7 kbar.

Kompleks ciechanowski nie doczekał się żadnego generalizującego zestawienia. Trudno nawet jednoznacznie wyznaczyć zasięg, granice na zachodzie z granitoidowym masywem dobrzyńskim a na północy z mezoproterozoicznym masywem mazurskim. Obserwuje się też powtarzające się trudności i różnice w klasyfikacji skał np. gnejsy, granitognejsy, granitoidy.

Z uwagi na skład mineralny, maksymalne temperatury w kompleksie ciechanowskim wyliczono z formuły termometru hb-pl. Stosowany był również termometr opx-bt w charnockitach z Prabut, ale chlorytacja ortopiroksenów od razu wskazywała na możliwość określenia

temperatury równowagi jedynie retrogresywnego etapu metamorfizmu. Badaniami termobarometrycznymi objęto dla porównania granitoidy z Malborka, wykazujące duże makroskopowe podobieństwo do mazurskich granitoidów rapakiwi. Zastosowanie termometru hb-pl w profilu Olszyny łączyło się z wykorzystaniem tylko pojedynczych małych wrostków hb w plagioklazach. Jest to zbyt mała statystycznie próba żeby na niej opierać daleko idące wnioski tym bardziej, że uzyskano najwyższe temperatury w kompleksie 936–880–879°C i ciśnienia 6,8–7,5 kbar. W granitognejsach z Dębowca Warmińskiego obliczono temperaturę stanu równowagi hb-pl od 832–782°C przy ciśnieniu 5–5,5 kbar, zaś w granitoidach z Malborka temperatury 850–820°C i ciśnienia 5,5–6 kbar. W charnockitach z Prabut dla najmniej zmienionych opx określono przedział temperatur 765–715°C, a zatem jeszcze zakres facji granulitowej, dla pozostałych, wyraźnie schlorityzowanych przedział od 695–608°C czyli górny zakres facji amfibolitowej.

Wszystkie wyniki uzyskane dla tych samych par minerałów amfibol–plagioklaz reprezentujących dość rozległy obszar i profile skał prekambryjskich bez jednoznacznej klasyfikacji i przynależności, są bardzo zbliżone i wskazują na podobny reżim p-T: temperatury powyżej 800°C a ciśnienia 5–6 kbar. Wyjątkiem są gnejsy z Olszyn z pojedynczymi wrostkami hb w pl, gdzie uzyskano ciśnienia 7–8 kbar. Podobnie niezróżnicowany obszar tej części platformy widoczny jest w interpretacji obrazu anomalii grawimetrycznych Królikowskiego i Peteckiego.

Ujawnia się jednocześnie niedopasowanie tradycyjnego modelu strukturalno-tektonicznego podłoża krystalicznego północnowschodniej Polski do obrazu geologicznego skał prekambryjskich w krajach ościennych, gdzie zidentyfikowane i udokumentowane zostały badaniami łukowate strefy o wysokim stopniu metamorfizmu wieku paleoproterozoicznego: (1,90–1,85 mld) białorusko-bałtycki, wschodniolitewski pas granulitowy, i nieco młodszy (poniżej 1,85 mld) zachodniolitewski pas granulitowy. Rozpoznanie geochronologiczne i charakterystyki geochemiczne a także zaprezentowane wyniki badań warunków p-T mogą być materiałem wyjściowym do przeprowadzenia koniecznej korelacji i udokumentowania wspólnych epizodów tektoniczno-termalnych w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego.

W dyskusji brali udział: J. Znosko, A. Maliszewska, J. Wiszniewska, E. Jackowicz, A. Iwanow i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 6 listopada 2002 r.

Tatiana WORONCOWA-MARCINOWSKA: Górnodewońskie goniatyty (Agoniatitida i Goniaticitida) w kolekcjach Muzeum Geologicznego PIG — ich paleontologia i znaczenie stratygraficzne

Ammonitowate, w szczególności zaś goniatyty, to grupa paleozoicznych skamieniałości o ortostratygraficznym znaczeniu. Zasadnicze prace, dotyczące dewońskich goniatytyków Polski, opublikowane zostały na przełomie XIX i XX wieku (por. Gürich, 1896, 1903; Dybczyński, 1911, 1913; Sobolew, 1912, 1914, 1925). W nowszych pracach regionalno-stratygraficznych

podane są najczęściej listy dewońskich goniatytyw. Nieliczne nowoczesne opracowania opublikowali: Lewowicki (1959), Gunia (1968), Makowski (1962, 1971, 1991) oraz Dzik (2002).

Od ponad pół wieku w Muzeum Geologicznym PIG znajdują się trzy kolekcje, zawierające goniatyty z Gór Świętokrzyskich, zebranych przez J. Czarnockiego, H. Makowskiego i M. Rózkowską. Najstarsza i najliczniejsza kolekcja, zebrana przez J. Czarnockiego, pochodzi z lat 1905–1950. Dwie pozostałe, zarejestrowane w 1949 roku, zawierają okazy oznaczone przez H. Makowskiego. Unikalność wszystkich kolekcji wyznacza nie tylko duża liczebność zbiorów, ale również fakt, iż część odsłoneń, skąd pochodzą okazy przestała istnieć (np. Cegielnia Siekluckiego), jest trudno dostępna (Łagów-Dule — gęsta zabudowa), lub została wyeksploatowana (Janczyce). Brak dokładnego przywiązania okazów do profili obniża nieco wartość tych kolekcji.

W ramach tematu „6” przeprowadzono opracowanie części ze zgromadzonych w Muzeum goniatytyw, w tym ich rewizję paleontologiczną, uaktualnienie nazw oraz oznaczenie okazów bliżej nieokreślonych. Przy rewizji paleontologicznej uwzględniano badania linii przegrodowych i przyrostowych oraz parametrów muszli. Niepowtarzalność kolekcji, a czasami mała reprezentatywność (1 okaz danego gatunku) uniemożliwiała przeprowadzenia badań ukrytej wewnętrznej części linii przegrodowej.

Wskazanie pozycji stratygraficznej pojedynczych gatunków na szczelbu poziomu stało możliwe nie tylko poprzez uwzględnienie nowszych prac, lecz także dzięki badaniom własnym. Autorka, tam gdzie to było możliwe, rozpuszczała małe próbki na konodonty ze skał otaczających goniatyty, co pozwoliło na uściślenie pozycji stratygraficznej badanych gatunków w podziale konodontowym i głowonogowym (por. Weddige, 1996).

Badania wyżej wspomnianych kolekcji, gdzie z większości okazów wzięto próbki na konodonty, wskazują:

1. Zespół goniatytyw z dolnej części muszlowca głowonogowo-tentakulitoidowo-małżowego z Płucka koło Łagowa składa się z przedstawicieli rodzajów *Archoceras*, *Manticoceras*, *Crickites* oraz *Phoenixites* i odpowiada poziomowi konodontowemu *linguiformis*.

2. Goniatyty z Janczyca, pochodzące z soczewki wapieni ciemnoszarych o 1,5 m miąższości, reprezentują przedstawicieli rodzajów *Tornoceras*, *Oxytornoceras*, *Phoenixites* i *Cheiloceras* (*Cheiloceras*). Oznaczone konodonty wskazują na poziom górny *crepida*. Z tego samego poziomu podobny zespół goniatytyw, w którym nominatywny podrodzaj *Cheiloceras* zastępuje *Cheiloceras* (*Staffites*) stwierdzony został w profilu Kadzielnia w Kielcach.

3. W profilu Łagów (Dule) Czarnocki (1989) wyróżnił trzy poziomy głowonogowe: cheilocerasowy, prolobitesowy i platyklymeniowy. Skład gatunków konodontów, podanych przez Wolską (1967) wskazuje na przemieszanie fauny, odpowiadające poziomom *rhomboida-quadrantinodosa*. Oznaczone konodonty, wydobyte z okazów reprezentujących różne poziomy głowonogowe, wskazują tutaj jednak na 4 poziomy konodontowe. *Cheiloceras* (*Staffites*) i *Cheiloceras* (*Raymondiceras*) pochodzą z poziomu górnego *crepida/rhomboida*; w poziomie dolnym *marginifera* występują rodzaje *Paratornoceras*, *Dimeroceras* i *Praemerocheras*. Tutaj na poziom dolny *marginifera* wskazują *Palmatolepis stoppeli* i *P. inflexoidea*. Ten poziom koreluje się dokładnie z górną częścią laminowanych wapieni marglistych w profilu Janczyca (Matyja i Narkiewicz, 1995). Współwystępowanie *Cheiloceras* (*Cheiloceras*) i *Sporadoceras* wskazuje na poziom dolny/górny *marginifera*, bowiem rodzaj *Sporadoceras* pojawia się na granicy poziomów dolny/górny *marginifera* (Becker, 1993). *Sporadoceras varica-*

tum pochodzi z poziomu konodontowego *trachytera*, wyróżnionego w danym profilu po raz pierwszy. W Niemcach *Sporadoceras varicatum* znany jest z poziomu III (*Prolobites delphinus*), odpowiadającemu w skali konodontowej poziomowi górny *trachytera* (*op. cit.*). Ten poziom prawdopodobnie koreluje się ze spagową częścią litologiczną jednostki czarnych łupków i wapieni z wiercenia Janczyce (Matyja i Narkiewicz, 1995).

4. W okolicach Gałęzic Czarnocki (1948, 1989) wyróżnił w fałenie poziomy głowonogowe — od *Prolobites* (III) do *Wocklumeria* (VI). Przedstawiciele *Prolobites*, *Praeglyphioceras* oraz *Sporadoceras varicatum* reprezentują poziom *Prolobites delphinus* (III) i odpowiadają poziomowi konodontowemu górny *trachytera*. *Falcitornoceras bilobatum*, *Sporadoceras muensteri* oraz przedstawiciele *Prionoceras* pochodzą z warstw „lewigitesowych dolnych” (V), które w skali konodontowej odpowiadają poziomowi dolny *expansa*. *Sporadoceras posthumum* wydobyty z „warstw gonioklymeniovych,” w których autorka stwierdziła bogaty zespół konodontów, odpowiada poziomowi środkowy *expansa*, a w skali głowonogowej, górnej części poziomu *Clymenia* (V).

W dyskusji brali udział: U. Hara, J. Smoleń, M. Nechwedowicz, B. Jendryka-Fuglewicz, A. Halamski i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 12 listopada 2002 r.

ZAKŁAD GEOLOGII REGIONALNEJ I NAFTOWEJ

Teresa PODHALAŃSKA: Fosfatyizacja w węglanowych osadach ordowiku środkowego basenu bałtyckiego

W osadach z pogranicza ordowiku dolnego i środkowego na całym obszarze polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej w obrębie pakstonów i greinstonów trylobitowo-szkarłupniowych z licznymi ziarnami obleczonymi, zaznacza się bardzo intensywny proces fosfatyizacji, związany ze skondensowaną serią osadów lanwimu. Fosfatyizacja dotyczy ziarn szkieletowych, powierzchni nieciągłości sedimentacyjnych, w tym powierzchni twardych den. Licznie występują również prawdopodobnie pierwotnie fosforanowe ziarna obleczone. Fosfatyizacja osadów lanwimu, charakterystyczna dla osadów tego wieku na całym obszarze platformowego ordowiku północnej Polski, najpełniej wykształcona jest w obszarze obniżenia podlaskiego; w mniejszym stopniu w syneklizie bałtyckiej oraz na wyniesieniu Łeby.

Fosforan wapnia (fluoroapatyt) występuje w formie fosforanowych ziaren albo fosforanowych lamin i warstewek. Fosforanowe ziarna to głównie fosforanowe i sfosfatyzowane bioklasty, fosforanowe ziarna obleczone (onkoidy, ooidy, jednowarstwowe ooidy), litoklasty, peloidy, sfosfatyzowane struktury mikrobialne. Powyższe formy fosforanowe są przeważnie transportowane.

Druga grupa występowania fosforanu wapnia w osadach lanwimu to laminy i warstewki.

Są to fosforanowe otoczki wokół bioklastów lub ciał mikrobialnych (np. otoczki sinic lub bakterii, oraz grzybów). Do tej grupy zaliczono również sfosfatyzowane maty mikrobialne na dnie, sfosfatyzowanie powierzchni twardych den oraz fosforanowe laminki w obrębie wapieni, prawdopodobnie również mikrobialnego pochodzenia. W odróżnieniu do fosforanowych składników ziarnistych formy te są najczęściej formami *in situ*.

Trzecim typem składników fosforanowych wyróżnionych w badanej sekwencji ordowiku dolnego–ordowiku środkowego są kryształy apatytu, które wykryły się bezpośrednio z żelu fosforanowego oraz pseudomorfozy.

W wodach dennych epikontynentalnego zbiornika ordowickiego dochodziło do wzrostu stężeń jonów fosforanowych w wyniku bakteryjnego rozkładu substancji organicznej i

eutrofizacji przy prawdopodobnie jednoczesnym wzbogaceniu wody morskiej w jony fosforanowe z zewnątrz. Warunkiem koncentracji fosforu i powstania różnorodnych struktur zbudowanych z fosforanu wapnia było znaczne zwolnienie lub zahamowanie sedymentacji, sprzyjające akumulacji i bakteryjnemu utlenieniu, nagromadzonej w strefie dennej biomasy. W przypadku bioklastów, pierwotnie węglanowych, proces ten przebiegał w wyniku stopniowego rozpuszczania kalcytu i wytrącania fosforanu wapnia na powierzchni kalcytowych szkieletów.

Warunki jakie musiało spełniać środowisko, aby doszło do powstania autochtonicznych struktur fosforanowych (twarde dna, scementowane fosforanem wapnia powłoki mikrobialne na dnie) to: deficyt tlenowy a więc źle przewietrzane, zamknięte lub prawie zamknięte środowisko, brak lub bardzo wolna depozycja, wzbogacenie środowiska w związki mineralne i dwutlenek węgla (eutrofizacja), obecność reducentów (bakterii), przesycenie środowiska jonami fosforanowymi.

W przypadku składników ziarnistych, główny proces to koncentracja auto- i allochemicznych składników ziarnistych z uprzednio przemytego osadu podczas okresowego podwyższenia energii środowiska na skutek prądów, falowania lub sztormów.

W referacie podkreślono rolę katodoluminescencji w badaniach rozprzestrzenienia i genezy fosforanów. Zróżnicowany kolor apatyty uzyskiwany w obrazie CL, zależny od zawartości pierwiastków śladowych, jak również strontu i manganu, może wskazywać na różną genezę struktur fosforanowych oraz ich wielokrotne przemiany.

Poziomy fosfatyczne wyznaczają maksymalne tendencje regresywne. Maksymalny zasięg facji fosfogenicznej miał miejsce w łanwirmie górnym ale warunki sprzyjające procesom fosfatyzacji i tworzenia pierwotnych struktur fosforanowych najdłużej trwały w obszarze Estonii a następnie w obniżeniu podlaskim. W syneklizie bałtyckiej, prawdopodobnie w środowiskach lepiej przewietrzanych ale ciągle bogatych w nieutlenioną substancję organiczną, tworzyły się tlenki i wodorotlenki żelaza.

W dyskusji brali udział: E. Gaździcka, U. Hara, H. Matyja, L. Miłaczewski, G. Pieńkowski, M. Sikorska-Jaworowska, J. Smoleń, H. Tomczyk i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 26 marca 2002 r.

Katarzyna NARKIEWICZ: **Zastosowanie standardowej zonacji konodontowej środkowego dewonu na obszarze radomsko-lubelskim**

Podział biostratygraficzny dewonu środkowego oparto na filogenetycznej zmienności konodontów głównie z rodzaju *Polygnathus*. Granice pomiędzy poszczególnymi jednostkami chronostratygraficznymi są granicami formalnymi. Wydzielenie poziomów konodontowych umożliwiło określenie wieku badanych utworów oraz ich korelację w skali lokalnej jak i ponad regionalnej.

Badany obszar obejmuje 3 strefy o rozciągłości NW–SE: podniesienie radomsko-kraśnickie z otworami wiertniczymi Szwejki IG 3, Bąkowa IG 1, Niesiołowice IG 1 i Świdno IG 1, rów mazowiecko-lubelski z otworami Korczmin IG 1 i Gielczew PIG 5 oraz podniesioną część platformy prekambryjskiej z otworami Terebin IG 5 i Krowie Bagno IG 1. Badane profile mają kluczowe znaczenie dla stratygrafii tego obszaru.

Szkielet litostratygraficzny dla dewonu obszaru radomsko-lubelskiego został opracowany przez dr L. Miłaczewskiego. Granice pomiędzy piętrami dewonu środkowego wyznaczane były na podstawie różnych kryteriów bio- i litostratygraficznych, często w sposób umowny. Fauna znaleziona w badanych utworach charakteryzuje się dość szerokimi stratygraficznymi zasięgami występowania wskazującymi co najwyżej na określone piętro dewonu środkowego. Na tym tle konodonty wydają się najbardziej obiecującym narzędziem analizy biostratygraficznej, których zakres występowania można odnieść do najmniejszej jednostki chronostratygraficznej jaką jest poziom.

Dla potrzeb analizy biostratygraficznej przebadano 114 próbek z 7 profili, z których 62 okazały się pozytywne. Zebrana kolekcja konodontowa liczy ok. 1300 okazów, wśród których stwierdzono 31 gatunków i podgatunków w obrębie 7 rodzajów. Wydzielenie na obszarze radomsko-lubelskim poziomów konodontowych pozwoliło na zweryfikowanie zakładanego dotychczas położenia granic pięter środkowego dewonu na tle jednostek litostratygraficznych. Konieczne okazało się przesunięcie granic żywet/fran w profilu Gielczew PIG 5 oraz eifel/żywet w profilach Korczmin IG 1 i Terebin IG 5. W wyniku przeprowadzonych badań potwierdzono obecność utworów należących do piętra eifel w profilach: Szwejki IG 3 i Świdno IG 1, a utworów należących do niższego żywetu w profilach: Bąkowa IG 1, Niesiołowice IG 1 i Świdno IG 1. W profilach: Bąkowa IG 1, Niesiołowice IG 1, Świdno IG 1, Terebin IG 5 i Krowie Bagno IG 1 utwory najwyższego żywetu lub dolnego franu występują w przedziale, który dotychczas sytuowano znacznie poniżej granicy dewonu środkowego i górnego. Stwierdzono też, że utwory odniesione do prawie całego dewonu środkowego w profilu Krowie Bagno IG 1 są w przewadze klastyczne, co dowodzi istnienia długotrwałej sedymentacji terygeniczej w rejonie poniesionej części platformy prekambryjskiej.

Znaczenie ponadregionalne badań konodontowych znalazło swoje odbicie w udowodnieniu istnienia transgresywnego poziomu cyklu T-R III, odpowiednika globalnego zdarzenia tagańskiego w poziomie środkowy *varcus* i skorelowaniu go w profilach: Gielczew PIG 5, Korczmin IG 1 i Terebin IG 5.

W dyskusji brali udział: H. Matyja, L. Miłaczewski, T. Woroncowa-Marcinowska i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 25 kwietnia 2002 r.

ZAKŁAD GEOLOGII GOSPODARCZEJ

Jacek Robert KASIŃSKI, Grzegorz CZAPOWSKI, Piotr KRZYWIEC, Marcin PIWOCKI: **Rola halokinezy w formowaniu „pułapek akumulacyjnych” materii fitogenicznej w trzeciorzędzie**

Znaczne nagromadzenia węgla brunatnego, miejscami o charakterze złożowym, występują często w sąsiedztwie lub nadkładzie wysadów solnych. Geneza tych nagromadzeń, stwierdzonych w osiowej części bruzdy śródpolskiej na obszarze północnej i centralnej części niecki szczecińsko-lódzko-miechowskiej, jest ściśle związana z aktywnymi w trzeciorzędzie procesami halokinetycznymi. Można by sądzić, że zróżnicowana aktywność procesów halotektonicznych nie powinna sprzyjać intensywnej akumulacji materii fitogenicznej, a wręcz prowadzić do zniszczenia wcześniej osadzonych pokładów węgla, jednak lokalnie w depresjach przy- i nadwysadowych stwarzała dość często warunki dogodne dla akumulacji materiału roślinnego. Depresje takie powstawały w wyniku działania jednego z następujących procesów: — podziemnego rozpuszczania (subrozji) soli w stropowych partiach struktur solnych, — halokinetycznego odpływu soli wzdłuż rozwartych powierzchni uskoku, — podginania warstw otaczających strukturę solną podczas jej wypiętrzania, prowadzącego do powstawania wtórnych niecek w sąsiedztwie struktur solnych („kieszeni” przywysadowych), — rozwoju ekstensyjnych zapadlisk w wyniku rozrywania struktur antyklinalnych, powstających w nadkładzie wysadów podczas ich wypiętrzania.

W skali regionalnej rozległe pierwotne niecki „przywysadowe” utworzyły się pomiędzy pasmowo usytuowanymi strukturami solnymi, głównie o charakterze grzbietów, murów lub wałów. Obniżenia te rozwijały się stopniowo w miarę przemieszczania się w głębokim podłożu mas solnych w kierunku wypiętrzanych struktur; charakteryzują się stałą i powolną subsydencją, oferując szczególnie dogodne warunki dla długotrwałej akumulacji materii fitogenicznej. W obrębie pierwotnych niecek przywysadowych powstało w trzeciorzędzie wiele dużych złóż węgla brunatnego.

Szczegółowa analiza budowy geologicznej sąsiedztwa większych wysadów na Niżu Polskim wykazała, że większość złóż węgla na tym obszarze powstała w bezpośrednim lub pośrednim związku z procesami warunkującymi rozwój struktur solnych. W złożach tej grupy

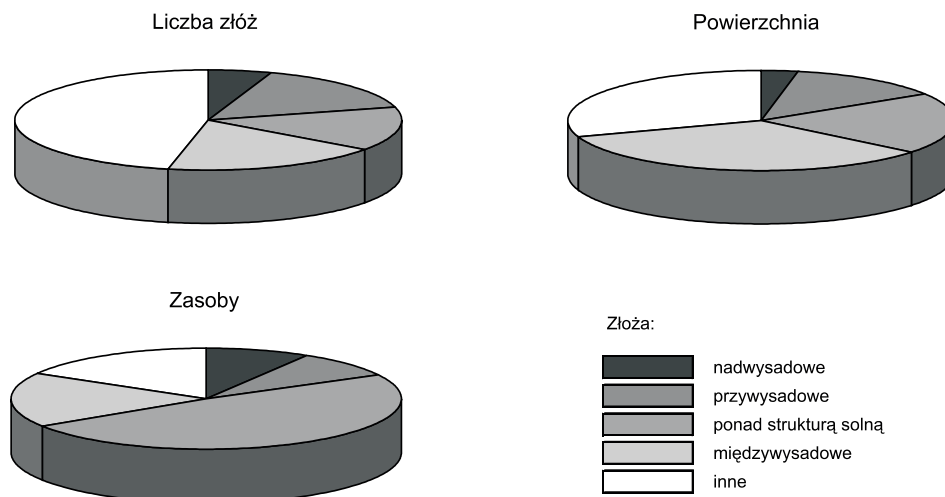


Fig. 1. Udział liczby, sumarycznej powierzchni i łącznych zasobów poszczególnych typów genetycznych złóż węgla brunatnego na tle innych złóż w rejonie badań

pokłady węgla osiągają z reguły znaczne miąższości, co powoduje, że przy łącznej powierzchni sięgającej niespełna 70% powierzchni wszystkich złóż na obszarze niżu, grupa ta gromadzi ponad 83% wszystkich zasobów węgla (Fig. 1). Złoże te cechuje zarazem najbardziej korzystna wartość współczynnika nakładu, co podwyższa ich walory ekonomiczne.

Zastosowanie kompleksowych metod badawczych, w tym sejsmiki wysokiej rozdzielczości, oferuje możliwość opracowania modeli obszarów przywysadowych i dokładniejszego zbadania relacji pomiędzy etapami rozwoju struktur solnych a tempem akumulacji materii fitogenicznej. Rozwiązanie przy pomocy tych metod wielu problemów z pogranicza tektoniki i sedimentologii może mieć duże znaczenie w dalszych poszukiwaniach węgla brunatnego.

W dyskusji brali udział: A. Iwanow, C. Królikowski, J. Paruch-Kulczycka, G. Pieńkowski, B. Słodkowska, J. Twarogowski, K. Zawidzka, P. Zientara i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 22 października 2002 r.

ZAKŁAD KARTOGRAFII GEOLOGICZNEJ

Dariusz GAŁĄZKA: Zastosowanie makroskopowych badań eratyków do określenia stratygrafii glin lodowcowych Środkowej i Północnej Polski

Podczas referatu przedstawiono przygotowywane materiały do pracy doktorskiej. Zaprezentowano w kolejności chronologicznej hipotezy próbujące wyjaśnić pochodzenie głazów narzutowych od wieku XVIII (hipoteza wulkaniczna) do przyjętej w 1874 roku teorii zlodowacenia czaszowego.

Dokładne analizy jakościowe i ilościowe narzutników frakcji ponad 20 mm pozwalają określić kierunek transgresji lądolodu i/lub jego zindywidualizowanych strumieni do miejsca depozycji osadów. Kierunek transgresji oraz położenie obszaru alimentacyjnego lądolodu plejstoceńskiego zmieniały się nie tylko podczas kolejnych zlodowaceń, a nawet podczas kolejnych stadiów i faz w czasie tego samego zlodowacenia. Dlatego, na podstawie analizy skał narzutowych można z dużym prawdopodobieństwem określić wiek zawierających je utworów glacialnych. Konieczna jest jednak weryfikacja pozycji stratygraficznej poszczególnych litotypów glin zwałowych w stanowiskach reperowych przy zastosowaniu alternatywnych metod datowań osadów lodowcowych i interglacialnych (np. palinologia, datowania głazów narzutowych metodami izotopów kosmogenicznych np. ^{10}Be). Dokładność oznaczeń powinno zapewnić skompletowanie i weryfikacji możliwie pełnej kolekcji narzutników przewodnich. Od 1992 autor opracował 10 kolekcji skał przewodnich (w Instytucie Geologicznym w Hanowerze; w Muzeum Geologicznym Uniwersytetu Helsińskiego; kolekcje znajdujące się na Wydziale Geologii UW: J. Nunberg-Witkowskiej, L. Marksa, Z. Lamparskiego, S. V. Jakovlewej; kolekcje znajdujące się w Muzeum PAN w Krakowie: J. Dudziaka, G. Ossowskiego, W. Friedberga oraz kolekcja M. Górskiej, PAN Poznań) wybierając 99 najbardziej charakterystycznych krystalicznych narzutników przewodnich. Zostały one pogrupowane w zależności od miejsca występowania *in situ* na 10 prowincji przewodnich: Bornholm, Bohuslän, Småland, Dalarna, Uppland, Ångermanland, Środkowy Bałtyk, Åland, SW Finlandia, E Finlandia.

Podstawowymi celami badawczymi są obecnie:

- sprawdzenie podstawowych metod badawczych eratyków i wybranie optymalnej metody do dalszej pracy;
- rozpoznanie ewentualnych prawidłowości między zespołami narzutniaków przewodnych w osadach lodowcowych dwóch ostatnich zlodowaceń;
- wyznaczenie obszarów alimentacyjnych i kierunków nasuwania się łądolodów podczas zlodowacenia warty i wisły;
- przetestowanie wybranej metody lub metod badań makroskopowych eratyków dla potrzeb kartografii geologicznej;
- stworzenie komputerowych baz danych z eratykami przewodnymi oraz z opracowanymi stanowiskami badawczymi ze szczególnym uwzględnieniem stanowisk reperowych opracowanych również innymi metodami (palinologia, TL, datowania wielkich głązów narzutowych przy pomocy oznaczeń izotopów kosmogenicznych).

Do analiz petrograficznych należy pobierać próbki z niezwiędniętych glin zwałowych. Zgodnie z założeniami metod statystycznych przyjęto, że próba reprezentatywna powinna liczyć, co najmniej 31 krystalicznych narzutniaków przewodnych. Aby sprostać powyższemu pobierano około 500–600 głązków frakcji powyżej 20 mm. Wstępna selekcja materiału głązowego przeprowadzana jest w terenie ze względu na wagę próbki (przeciętnie 100–150 kg!).

Większość badań koncentrowało się w dwóch regionach:

- SW Mazury — próba wykorzystania petrograficznych metod jakościowych dla potrzeb kartografii geologicznej podczas opracowywania *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50000 arkusze: Dąbrówno, Gierzwałd i Iława;
- Dolina Dolnej Wisły, stanowiska z najmłodszymi glinami zwałowymi leżącymi nad dobrze rozpoznanymi osadami interglacjału eemskiego — stanowiska reperowe.

Stwierdzono podobieństwa składu jakościowego eratyków wskaźnikowych w większości próbek. Wśród skał przewodnych zawsze występują narzutniaki z wysp Ålandzkich, Dalarna, Upplandi i Smålandi. Obserwowano jedynie istotną statystycznie różnicę dotyczącą składu ilościowego w poszczególnych grupach narzutniaków przewodnych. Nie stwierdzono występowania głązków norweskich na badanych obszarach. Jeszcze 30 lat temu w literaturze niemieckojęzycznej spotyka się wzmianki o znalezieniu skał norweskich na terenie zachodniej Polski. Jest też kilka udokumentowanych złóż bardzo charakterystycznych porfirów rombów z rejonu Oslo w okolicach Jesenika w Czechach. Stwierdzono natomiast nadspodziewanie liczne wyborgity (E Finlandia).

W dyskusji brali udział: K. Kenig, A. Ber, K. M. Krupiński, Z. Krysiak, T. Krzywicki, S. Lisicki, M. Brzeziński i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 19 marca 2002 r.

Marcin ŻARSKI: Interpretacja geologiczna i palinologiczna stanowisk interglacialnych Wylezin i Kontrowers na Wysoczyźnie Żelechowskiej

Tematem referatu było określenie pozycji stratygraficznej jeziornych osadów interglacjału mazowieckiego w Wylezinie i utworów interglacjału eemskiego w Kontrowersie. Profile te mają duże znaczenie dla stratygrafii plejstocenu zachodniej części Wyżyny Żelechowskiej. Materiały do badań zostały pozyskane w trakcie realizacji *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000 ark. Żelechów (638). Przy opracowaniu profilu wykonano kompleksowe badania geologiczne: pyłkowe (K. Krupiński, M. Kupryanowicz), litologiczno-petrograficzne (K. Kenig, B. Jankowska), magnetostratygraficzne (J. Nawrocki), geofizyczne (T. Okrasa), datowania wieku bezwzględnego: metodą ^{14}C (A. Pazdur), metodą TL (J. Kusiak). Profil w Wylezinie został zlokalizowany u podnóża stoku doliny Okrzejki w miejscu archiwalnego wiercenia opisanego przez Rühlego (1968). Pod 3 metrowym nadkładem vistuliańskich osadów piaszczystych stwierdzono 4 metrową serię torfów, łupków bitumicznych i mułków jeziornych z okresu interglacjału mazowieckiego. K. Krupiński omówił wyniki badań pyłkowych w profilu Wylezin. Sukcesja roślinna stwierdzona w badanych osadach jest charakterystyczna dla interglacjału mazowieckiego. Na podkreślenie zasługuje wysoki poziom pyłku cisa, którego zawartość w optimum klimatycznym dochodziła do 49%. Poniżej osadów interglacjału mazowieckiego znajdują się 3 poziomy gliny zwałowych, które odpowiadają zlodowaceniom: wilgi, sanu i nidy. W podłożu osadów czwartorzędowych znajdują się iły górnego miocenu. Plejstocenijskie utwory w profilu Wylezin utworzyły się w epoce paleomagnetycznej Brunhes i są młodsze niż 783 ka. Osady zlodowaceń środkowopolskich zostały zniszczone przez erozję rzeki Okrzejki. Zostały one zbadane w profilu Niwa Babicka, zlokalizowanym na powierzchni wysoczyzny. W profilu tym rozpoznano gliny zwałowe zlodowacenia warty i odry oraz utwory wodnolodowcowe i rzeczno-peryglacialne. Poniżej osadów piaszczystych znajduje się 18 metrowa seria osadów preglacialnych. Osady preglacialne deponowane były w epoce paleomagnetycznej Matuyama, a utwory wodnolodowcowe i rzeczno-peryglacialne w epoce Brunhes. Istnieje możliwość, że granica Brunhes/Matuyama może być usytuowana w stropie osadów preglacialnych.

Profil w Kontrowersie usytuowany jest na powierzchni wysoczyzny na południe od miejscowości Żelechów. Profil ten dokumentuje kopalny zbiornik z okresu interglacjału eemskiego i zlodowacenia wisły o szerokości 1 km i długości 1,5 km. Torfy, gytie, łupki bitumiczne i mułki eemskie o miąższości 2,6 m położone są na glinach zwałowych, miejscami mułkach zastoiszkowych zlodowacenia warty. Badania pyłkowe M. Kupryanowicz jednoznacznie określiły w badanych próbkach sukcesję roślinną charakterystyczną dla interglacjału eemskiego.

Powyżej utworów eemskich znajduje się 2 metrowa seria osadów jeziornych vistuliańskich, udokumentowanych badaniami pyłkowymi przez M. Kupryanowicz oraz datowaniami ^{14}C .

Rozwój jezior eemskich na wysoczyźnie polodowcowej nastąpił po wycofaniu się lądolodu warty. Stanowiska z kopalnymi osadami eemskimi mają duże znaczenie w analizie zasięgu zlodowacenia warty na południowym Mazowszu.

W dyskusji brali udział: M. Krupiński, J. Nawrocki, K. Kenig, S. Skompski, Z. Krysiak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 17 grudnia 2002 r.

ZAKŁAD HYDROGEOLOGII I GEOLOGII INŻYNIERSKIEJ

**Bogusław KAZIMIERSKI, Elżbieta PRZYTUŁA, Teresa RUDZIŃSKA-ZAPAŚNIK:
Zadania sieci obserwacyjnej wód podziemnych wynikające z zadań Państwowej
Służby Hydrogeologicznej**

Od 1 stycznia 2002 roku obowiązuje ustawa Prawo wodne, akt prawny z dnia 18 lipca 2001 r. (Dz. U. 2001.115.1229 z dnia 11 października 2001 r.). Rozdział 2 w dziale VI dotyczy Państwowej Służby Hydrologiczno-Meteorologicznej oraz Państwowej Służby Hydrogeologicznej. Punkt 2 artykułu 102 stwierdza, że „Państwowa Służba Hydrogeologiczna wykonuje zadania państwa na potrzeby rozpoznawania, bilansowania i ochrony wód podziemnych w celu racjonalnego ich wykorzystania przez społeczeństwo oraz gospodarkę”. W punkcie 4 istnieje zapis, że Państwową Służbę Hydrogeologiczną pełni Państwowy Instytut Geologiczny. Do zadań Państwowej Służby Hydrogeologicznej należy (Art. 105):

1. Wykonywanie pomiarów i obserwacji hydrogeologicznych.
2. Gromadzenie, przetwarzanie, archiwizowanie oraz udostępnianie zgromadzonych informacji, w szczególności dotyczących zasobów, stanów i jakości wód podziemnych.
3. Wykonywanie bieżących analiz i ocen sytuacji hydrogeologicznej.
4. Opracowywanie oraz przekazywanie prognoz zmian zasobów, jakości oraz zagrożeń wód podziemnych.
5. Opracowywanie i przekazywanie organom administracji publicznej ostrzeżeń przed niebezpiecznymi zjawiskami zachodzącymi w strefach zasilania oraz poboru wód podziemnych.

Zadania 1 i 2 są zadaniami realizowanymi w ramach Projektu „Organizacja i prowadzenie stacjonarnych obserwacji wód podziemnych na terenie Polski”, który wykonuje Pracownia Monitoringu i Ochrony Wód w Zakładzie Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej od początku istnienia Sieci Stacjonarnych Obserwacji Wód Podziemnych, tj. od 1974 roku. Zadania 3, 4 i 5 są zadaniami nowymi i mogą być wykonywane przez zespół prowadzący Sieć, lub przy jego współpracy.

Państwowa Służba Hydrogeologiczna posiada i utrzymuje sieć stacjonarnych obserwacji wód podziemnych oraz zespoły do spraw ocen i prognoz hydrogeologicznych (art. 106, pkt. 1). Sieć obserwacji wód podziemnych stanowią (art. 105, pkt. 2):

- stacje hydrogeologiczne,
- punkty obserwacyjne stanów wód podziemnych,
- punkty monitoringu jakości wód podziemnych,
- piezometry obserwacyjne,
- obudowane źródła.

Obowiązek posiadania sieci obserwacyjnej oznacza, że PIG powinien dążyć, by punkty obserwacyjne były własnością PIG, pełniącego zadania PSH. Aktualnie w zasadzie wszystkie stacje hydrogeologiczne tzn. teren i urządzenia z otworami (z wyjątkiem 5 stacji) są własnością PIG, ale tylko ok. 10% punktów II rzędu jest własnością lub w dzierżawie PIG. Z tego powodu należy zintensyfikować działania prawne, mające na celu regulację własności punktów poprzez wykup, dzierżawę czy też użytkowanie punktów funkcjonujących w sieci PIG.

Punkt 1 artykułu 107 stwierdza: „Urządzenie pomiarowe służb państwowych podlegają ochronie na warunkach określonych w ustawie”. Kolejne punkty artykułu 107 przedstawiają obowiązki i zakazy jakim podlega właściciel gruntu oraz jakie mają być spełnione warunki dla ustanowienia strefy ochronnej urządzeń pomiarowych służb państwowych. Dotychczas PIG mógł zapewnić należytą ochronę wyłącznie punktom pomiarowym, będących własnością PIG i tylko w obrębie terenu, którego był właścicielem. Punkty SSOWP w zasadzie nie były punktami poboru wody, brak więc było dotychczas podstaw prawnych dla wyznaczania stref oraz ustanawiania zasad ich ochrony. Możliwość ustanowienia strefy ochrony, która jest konieczna dla zapewnienia prawidłowości prowadzenia obserwacji naturalnego reżimu wód nakłada na PSH, a więc i PIG szereg obowiązków:

- odpowiedniego oznakowania wszystkich punktów poprzez umieszczenie napisu „urządzenie pomiarowe służb państwowych”,
- wytypowanie punktów dla których należy ustanowić strefy ochronne,
- opracowanie projektów stref ochronnych,
- wystąpienie do odpowiedniego urzędu z wnioskiem o ustanowienie strefy ochronnej.

Ustanowienia stref ochronnych wymagają wszystkie stacje hydrogeologiczne oraz punkty II rzędu, ujmujące wody gruntowe lub wgłębne o niepełnej izolacji od powierzchni terenu oraz punkty w pobliżu ujęć wód podziemnych. Dotyczy to również punktów obserwacyjnych, o tzw. wysokiej reprezentatywności, co do których istnieje pewność, że będą w przyszłości punktami obserwacyjnymi Sieci SOWP. Zgodnie z wytycznymi Europejskiej Agencji Środowiska (EEA), której Polska jest członkiem i zobowiązana jest wypełniać jej zalecenia, punkt monitoringu wód powinien znajdować się poza zasięgiem lokalnych czynników oddziaływań (ujęć wody, ognisk zanieczyszczeń). Strefy ochronne punktów monitoringu mają zabezpieczyć punkt obserwacyjny przed lokalizacją w jego pobliżu nowych obiektów mogących zakłócić naturalny reżim wód.

Artykuł 108 mówi o uprawnieniach osób wykonujących prace pomiarowe, kontrolne oraz prace związane z wykonywaniem, obsługą lub utrzymaniem urządzeń pomiarowych służb państwowych i nie wprowadza istotnych zmian w dotychczasowej działalności Sieci SOWP.

Artykuł 109 reguluje formy finansowania PSH i tak w punkcie istnieje zapis, że „... Państwowa Służba Hydrogeologiczna jest finansowana ze środków budżetu państwa”. Kolejne

punkty omawiają, jakie prace finansowane będą ze środków budżetu państwa w części dotyczącej gospodarki wodnej, będących w dyspozycji Prezesa Krajowego Zarządu (m.in. utrzymywanie bieżącej działalności Państwowej Służby Hydrogeologicznej, utrzymywanie i modernizacja hydrogeologicznych urządzeń pomiarowych Państwowej Służby Hydrogeologicznej, modernizacja systemu gromadzenia i przetwarzania informacji, utrzymywanie i rozwój komórek metodycznych, opracowywanie danych oraz informacji hydrogeologicznych, opracowywanie i publikowanie ostrzeżeń, prognoz oraz komunikatów, roczników hydrogeologicznych), a które finansowane ze środków będących w dyspozycji innych, odpowiednich dysponentów części budżetu państwa.

Artykuły 110 i 111 regulują formę i sposób udostępniania wyników obserwacji. Właścicielem informacji zbieranych i przetwarzanych na podstawie standardowych procedur przez Państwową Służbę Hydrogeologiczną jest Skarb Państwa (art. 110, pkt. 1). W imieniu Skarbu Państwa informacją rozporządza Państwowy Instytut Geologiczny (art. 110, pkt. 2). Informacje zebrane i przetworzone na podstawie standardowych procedur przez Państwową Służbę Hydrogeologiczną publikuje się w komunikatach, biuletynach lub rocznikach (art. 111, pkt. 1). Sposób, zakres, częstotliwość przekazywania informacji oraz podmioty którym PSH jest obowiązana je przekazywać określa rozporządzenia Ministra Środowiska (art. 111, pkt. 2).

Dotychczas wyniki obserwacji uzyskiwanych w Sieci Stacjonarnych Obserwacji Wód Podziemnych udostępniano:

- w formie źródłowej na specjalne „zamówienia” — przykładowo: wykresy wahań zwierciadła wody, stany charakterystyczne wód podziemnych oraz wyniki „surowe”;
- w sieci Internet na stronie www.pgi.waw.pl/soh/;
- w programie SOH-graficzna prezentacja wyników w wersji PC — na zamówienie;
- publikowano: Rocznik hydrogeologiczny — wyniki obserwacji z okresu roku hydrogeologicznego, Raporty — informacje o zasadach funkcjonowania sieci, oraz Foldery — zawierające informacje o poszczególnych stacjach hydrogeologicznych;
- publikowano informacje i częściowo interpretację wyników obserwacji w czasopiśmie naukowych, periodykach itp.

W myśl nowej ustawy minister właściwy do spraw gospodarki wodnej określi, w drodze rozporządzenia, standardowe i niestandardowe procedury przetwarzania informacji posiadanych przez Państwową Służbę Hydrogeologiczną, podmioty, którym Państwowa Służba Hydrogeologiczna jest obowiązana przekazywać komunikaty, biuletyny oraz ostrzeżenia przed żywiołowym działaniem sił przyrody oraz przed suszą, świadczyć osłonę hydrogeologiczną, a także sposób i częstotliwość przekazywania tych informacji, kierując się względami bezpieczeństwa państwa oraz bezpieczeństwa ludzi i mienia. Obecnie rozporządzenia te są w fazie założeń do projektów rozporządzeń.

Wymagany zakres zmian organizacyjnych w Sieci Stacjonarnych Obserwacji Wód Podziemnych:

1. Zmiany w strukturze organizacyjnej SSOWP:
 - włączenie punktów obserwujących wody gruntowe,
 - zmiana częstotliwości obserwacji (do 1 pomiaru dziennie) w wytypowanych punktach obserwacyjnych (w około 15%),

— zintensyfikowanie działań prawnych, mających na celu regulację własności punktów poprzez wykup, dzierżawę czy też użytkowanie punktów funkcjonujących w sieci PIG.

2. Zmiany dotyczące zakresu prac analitycznych:

— przygotowanie procedur opracowania i redakcji kwartalnego Biuletynu Informacyjnego Wód Podziemnych oraz Rocznika hydrogeologicznego,

— przygotowanie procedur przygotowania i rozpowszechniania ostrzeżeń i komunikatów o bieżącej sytuacji hydrogeologicznej, a także prognoz,

— przygotowanie procedur działania w sytuacjach zagrożenia,

— wytypowanie punktów dla których należy ustanowić strefy ochronne, opracowanie projektów stref ochronnych oraz wystąpienie do odpowiedniego urzędu z wnioskiem o ustanowienie strefy ochronnej.

W dyskusji brali udział: T. Hordejuk, P. Herlich, Z. Nowicki, M. Muranowicz i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 12 lutego 2002 r.

Jan SZEWCZYK, Jacek MAJOROWICZ, Jan SAFANDA, Tomasz GIDZIŃSKI:
Anomalia geotermiczna rejonu Krzemianka–Udryń — efekt zmian klimatycznych okresu Plejstocen–Holocen (permafrost?)

Zmiany klimatyczne jakie miały i mają miejsce na Ziemi mogą pozostawiać swoje ślady w postaci zmian temperatury obserwowanych w profilach głębokich otworów wiertniczych. Mogą one być również przyczyną m.in. przeobrażeń kriogenicznych wód podziemnych niekiedy nawet na znacznych głębokościach.

Możliwość wpływu czynnika paleoklimatycznego na temperatury rejestrowane w otworach wiertniczych w rejonie Krzemianki i Udrynia zasygnalizował J. A. Majorowicz już w roku 1976. Uznał on zjawisko głębokościowej inwersji temperatury obserwowane w otworach wiertniczych w rejonie tych złóż za efekt zlodowaceń występujących w przeszłości na tym obszarze. W późniejszym okresie zmodyfikował nieco ten pogląd przyjmując, że obecność tych anomalii mogła być związana z infiltracją wód polodowcowych. W połowie lat 80-tych na podstawie analiz hydrogeochemicznych wód z poziomów wodonośnych kredy oraz jury z tego obszaru Michalski (1985), a później również Liszkowska (1987), wysunęli tezę, że zaobserwowana w profilu otworu Krzemianka IGH 1 anomalia hydrogeochemiczna jest efektem procesów metamorfizmu kriogenicznego.

Należy podkreślić, że powyższa hydrogeologiczna ocena charakteru omawianej anomalii oparta była na wynikach otworu wiertniczego (Krzemianka IGH 1), jedyne, który w tym okresie posiadał wykonane badania hydrogeochemiczne.

W trakcie referatu przedstawione zostały wyniki badań geotermicznych wykonanych w latach 1970–1986 na omawianym obszarze. Jednym z efektów tych badań było stwierdzenie istnienia głębokościowej inwersji temperatur w utworach nadkładu osadowego. Inwersja

temperatury zaobserwowana była do głębokości około 400 m. Szczegółowa analiza danych geotermicznych oraz litologicznych pozwoliła stwierdzić, że minimum temperatury występuje w warstwie drobnoziarnistych piasków kredy dolnej. Sumaryczna miąższość omawianej warstwy zawiera się w przedziale 15–20 m, a jej strop zaznacza się charakterystyczną wysoką anomalią promieniowania gamma związaną z izotopem ^{40}K zawartym w glaukonitach.

Unikatowy, być może nie tylko w skali europejskiej, charakter omawianej strefy anomalnej, tak pod względem jej cech geotermicznych, jak i hydrogeochemicznych, wpływa na to, że wyjaśnienie jej genezy może mieć istotne znaczenie zarówno poznawcze, jak i praktyczne. Jest to, co warto podkreślić, jedyny stwierdzony dotychczas na obszarze Europy fakt występowania inwersji temperatury na tak znacznych głębokościach.

Na podstawie wykonanej analizy regionalnej wykazano, że wspomniana warstwa piasków dolnej kredy występuje praktycznie we wszystkich otworach wiertniczych na obszarze NE Polski, wykazując przy tym dużą stabilność własności petrofizycznych oraz hydrogeologicznych. W rejonie złoża Krzemianka–Udryń jej strop występuje w przedziale głębokości 390–440 metrów z tendencją do wypływania się w kierunku NE. Na podstawie wykonanych opróbowań hydrogeologicznych stwierdzono, że piaski te mają charakter kurzawek, charakteryzując się bardzo wysoką przewodnością hydrauliczną. Omawiana warstwa leży bezpośrednio na nieprzepuszczalnych mułowcowych utworach kredy dolnej. Oszacowana wartość temperatury dla warunków nie zaburzonych termicznie dla utworów kredy dolnej sięgają około 3.0–3.5°C (przy średnich temperaturach warstwy przypowierzchniowej około 7.0°C).

W trakcie referatu przedstawione zostały wstępne wyniki modelowań geotermicznych dla otworu Udryń IG 8. Wykonane badania modelowe pokazały, że obserwowana inwersja temperatury ma swoją niewątpliwą przyczynę w istnieniu na omawianym obszarze, w okresie zlodowacenia wisły, głębokiej wiecznej zmarzliny. Pierwotna maksymalna głębokość wiecznej zmarzliny sięgała prawdopodobnie do spagu utworów jury środkowej (w otworze Udryń IG 8 było to około 560 m). Późniejszy zanik wiecznej zmarzliny był skutkiem zarówno ocieplenia holoceniowego (Q_{KLIM}), jak i działania strumienia cieplnego (Q_{HFD}). Wyniki modelowań wskazują, że całkowity zanik wiecznej zmarzliny mógł nastąpić w stosunkowo nieodległym czasie (1–2 ka). Nie można jednak całkowicie wykluczyć, że lokalnie proces zaniku mógł nie zostać jeszcze całkowicie zakończony. Odmiennosc sytuacji występowania wiecznej zmarzliny w rejonie Krzemianka–Udryń w stosunku do wiecznej zmarzliny występującej współcześnie np. na obszarze Syberii czy Alaski, stanowi odmienny stopień zaawansowania jej zaniku. Zdecydowanie większy stopień degradacji wiecznej zmarzliny w rejonie Krzemianka–Udryń, był jak się wydaje, spowodowany peryglacjalnym charakterem klimatu w tym rejonie i związanym z tym większym kontrastem temperatury między klimatem w okresie plejstocenu i holocenu na obszarze Polski.

Anomalii geotermicznej, jak już wcześniej wspomniano, towarzyszy anomalia hydrogeochemiczna manifestująca się w istnieniu bardzo wyraźnych śladów przeobrażeń kriogenicznych wód występujących w utworach kredy górnej oraz dolnej, a także w utworach jury górnej oraz środkowej.

W referacie przedstawiono wyniki analiz wód ze stacji hydrogeologicznej Sidorówka zlokalizowanej w bezpośrednim sąsiedztwie złóż Krzemianka–Udryń, które były nieznane w trakcie wcześniej wykonywanych analiz tego zagadnienia. Wyniki te generalnie potwierdzają wysuniętą wcześniej tezę o kriogenicznym charakterze przeobrażeń wód wymienionych

wcześniej formacji. W trakcie referatu opisane zostały procesy kriogeniczne kształtujące pionowy skład chemiczny wód w analizowanym rejonie.

W wyniku przeprowadzonej analizy danych geotermicznych oraz hydrogeologicznych z obszaru Krzemianka–Udryń stwierdzono, że:

- głębokościowa inwersja temperatury obserwowana w otworach wiertniczych na tym obszarze ma związek z istniejącą w przeszłości głęboką wieczną zmarzliną powstałą w okresie zlodowacenia wistły,

- pierwotna maksymalna głębokość wiecznej zmarzliny sięgała prawdopodobnie do spągu utworów jury środkowej tj. około 560 metrów,

- zanik wiecznej zmarzliny był skutkiem zarówno ocieplenia holoceniowego, jak i działania strumienia ciepłego.

Analiza wyników badań hydrogeologicznych potwierdza istnienie w przeszłości zaawansowanych procesów metamorfizmu kriogenicznego, których efekty obserwowane są w utworach kredy górnej, dolnej, a także jury górnej oraz środkowej.

Powstanie wiecznej zmarzliny o tak znacznej miąższości, a następnie jej bardzo długie przetrwanie było możliwe dzięki koincydencji dwóch zdarzeń tj. istnienia silnie zawadzonego i porowatego nadkładu osadowego oraz niskiej wartości strumienia ciepłego.

Stwierdzenie po raz pierwszy na obszarze Polski (a prawdopodobnie również na obszarze Europy Centralnej oraz Północnej) występowania śladów wiecznej zmarzliny na tak znacznej głębokości, stwarza potrzebę rewizji poglądów na temat wielkości średnich temperatur przypowierzchniowych panujących w okresie późnego plejstocenu na obszarze Polski. Otwiera to jednocześnie możliwość podjęcia analiz paleohydrogeologicznych mających na celu rekonstrukcję procesów prowadzących do ukształtowania się współczesnego m.in. stanu chemicznego wód.

W dyskusji brali udział: J. Dowgiałło, M. Gientka, T. Hordejuk, P. Leśniak Z. Nowicki i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 18 grudnia 2002 r.

ZAKŁAD GEOFIZYKI

Zdzisław PETECKI: Charakter i geometria podłoża magnetycznego NW Polski a strefa TESZ

Obszar badań jest położony między stabilnym kratonem wschodnioeuropejskim na NE a paleozoicznymi pasmami fałdowymi na SW. Występująca w tym rejonie strefa kontaktu kratonu z jego przedpołem stanowi pomorski segment szwu transeuropejskiego (TESZ). Głębokie badania sejsmiczne pokazały, że rejon ten charakteryzuje się anomalną budową skorupy i górnego płaszczu. Interpretacja profili refrakcyjnych i szerokokątowych refleksyjnych wykonanych w ostatnich latach wskazuje, że na SW od linii Teisseyre'a-Tornquista mamy do czynienia z bardzo głęboko położonym (ok. 20 km) kompleksem krystalicznym. Ponieważ skały osadowe są słabo magnetyczne dlatego w badaniu skorupy krystalicznej w analizowanym rejonie szczególnego znaczenia nabiera analiza charakteru i geometrii podłoża magnetycznego.

Mapy anomalii magnetycznych z obszaru NW Polski wskazują na trzy rejony o zróżnicowanym charakterze magnetycznym, rozdzielone strefami gradientowymi Szczecinek–Bydgoszcz–Toruń (SBT) i Szczecin–Stargard Szczeciński–Piła–Inowrocław (SSSPI). Maksymalna średnia głębokość do stropu podłoża magnetycznego oszacowana na podstawie analizy widma mocy wynosi 18,5 km w obszarze na zachód od linii Teisseyre'a-Tornquista. Ten wynik jest zgodny z głębokością do podłoża krystalicznego według interpretacji danych sejsmicznych. W rejonie zewnętrznej części platformy prekambryjskiej źródła magnetyczne występują na średnich głębokościach 6,9 i 13,5 km. Relief podłoża magnetycznego nie wyjaśnia w pełni zmian jakie obserwuje się na mapach anomalii magnetycznych, co wskazuje na znaczny kontrast w typie podłoża.

Analiza map anomalii magnetycznych i dwuwymiarowe modelowanie wskazuje, że przyczyną ujemnego pola magnetycznego w rejonie położonym na zachód od lineamentu SSSPI może być odwrotnie namagnesowana warstwa dolnej skorupy. Jednocześnie charakter pola magnetycznego sugeruje, że nie jest to skorupa pochodzenia kratonicznego. W obszarze między lineamentami SSSPI i SBT odwrotnie namagnesowana dolna skorupa platformy

paleozoicznej subdukuje pod blok skorupy o namagnesowaniu normalnym. Ten blok normalnie namagnesowanej skorupy, występujący w strefie TESZ, może stanowić łuskę skorupy kratonicznej, terran proksymalny, terran egzotyczny pochodzenia gondwańskiego lub pozostałość po przyźnie akrecyjnej z fragmentami skorupy kontynentalnej, oceanicznej i/lub łuku wyspowego. Obecność „dodatkowego” elementu skorupowego w strefie TESZ i jego związki z kontynentem Baltiki są ważne dla syntez geodynamicznych.

Z kolei, pas dodatnich anomalii o amplitudach osiągających 500 nT, położony tuż na NE od lineamentu Szczecinek–Bydgoszcz–Toruń, może odzwierciedlać wielkie intruzje położone w obrębie skorupy kratonicznej o stropach położonych na głębokości 11–14 km i ostro zapadających krawędziach. Obliczone podatności magnetyczne (0,04–0,06 SI) wskazują na wysoce magnetyczne ciała źródłowe.

Na podstawie analizy danych magnetycznych z rejonu NW Polski zaproponowano tektoniczny model kaledońskiej kolizji, w którym zamknięcie Morza Tornquista nastąpiło wzdłuż zapadającej ku NE strefy subdukcji występującej w strefie TESZ. Ten wniosek znajduje potwierdzenie w danych sejsmicznych. Układ refleksów w dolnej skorupie na profilu GB-2B-96 wskazuje na kolizyjną strukturę w strefie TESZ, podobną do uzyskanej w wyniku modelowania danych magnetycznych.

W dyskusji brali udział: J. Grabowski, J. Nawrocki, P. Krzywiec, M. Narkiewicz, L. Miłaczewski i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 22 lutego 2002 r.

CENTRALNE LABORATORIUM CHEMICZNE

Konferencja „Zastosowanie metod AAS, ICP-AES i ICP-MS w analizie śladowej”

W dniach 10–11 grudnia 2002 roku firma Intertech Trading Corporation S.A. przy współudziale Centralnego Laboratorium Chemicznego PIG oraz Państwowego Zakładu Higieny zorganizowała Konferencję „Zastosowanie metod AAS, ICP-AES i ICP-MS w analizie śladowej”. Konferencja była siódmym z kolei spotkaniem chemików analityków z różnych ośrodków akademickich, instytutów naukowo-badawczych, wodociągów, Inspektoratów Ochrony Środowiska, Stacji Sanitarno-Epidemiologicznych i wielu innych instytucji.

Wygłoszono 15 referatów. W konferencji uczestniczyło 120 osób.

W pierwszym dniu konferencji wygłoszono następujące referaty:

- „Thermo elektron Spectroscopy — leader in instrumental analysis” — Frederick Ford,
- „Nowoczesne koncepcje procesu mineralizacji i zastosowanie technik sprzężonych układów wprowadzania (zateżania próbek) pierwiastków z analityczną spektrometrią atomową w analizie śladowej i specjacyjnej” — Henryk Matusiewicz,
- „Problemy walidacji metod instrumentalnych” — Piotr Paślawski,
- „Ocena narażenia zdrowia ludzkiego związanego ze spożywaniem wody o podwyższonym poziomie srebra wmywanego z filtrów z posrebrzanymi wkładami węglowymi oraz innych urządzeń uzdatniających wodę” — Sławomir Garboś,
- „Zastosowanie mikroanalizy rentgenowskiej do identyfikacji zanieczyszczeń cukru białego” — Maciej Wojtczak,
- „Efekt metalizacji i jego wpływ na wyniki pomiarów w ICP-AES” — Elżbieta Dominiak,
- „Strategia wykonywania pomiarów w roztworach matrycowych metali” — Miłosz Marczak,
- „Ultraczyste odczynniki i wzorce do analiz” — prezentacja oferty firmy Merck — Adam Gozdowski.

Referaty wygłoszone w drugim dniu konferencji:

-
- „Wstępna ocena zanieczyszczenia wody do picia w Kotlinie Kłodzkiej w aspekcie wpływu czynników geochemicznych” — Sławomir Garboś, Janusz Świątczak,
 - „Zastosowanie elektroforezy kapilarnej w analizie specjacyjnej” — Ewa Poboży,
 - „Zasady organizacji i oceny wyników badań biegłości w zakresie oznaczania metali organizowanych przez PZH” — Krystyna Starska, Maria Wojciechowska Mazurek, Elżbieta Brulińska-Ostrowska,
 - „Specjacja, analiza specjacyjna i frakcjonowanie” — Jerzy Siepak,
 - „Porównanie procedur oznaczania rtęci w wodzie przeznaczonych do spożycia metodami spektrometrii atomowej” — Sławomir Garboś,
 - „Transpozycja Dyrektywy 98/83/EC Unii Europejskiej do legislacji krajowej” — Bogna Wichrowska,
 - „Ryzyko zdrowotne jako wskaźnik niezawodności urządzeń wodnych” — Jerzy Kozłowski.

ODDZIAŁ DOLNOŚLĄSKI

Zbigniew CYMERMAN: **Krystalinik Bornholmu**

Bornholm jest odsłoniętym horstem prekambryjskiej tarczy bałtyckiej położonym na NE obrzeżu szwu transeuropejskiego i ostatecznie uformowanym pod wpływem systemu uskokowego Teisseyre'a-Tornquista o przebiegu generalnie w kierunku NW–SE. W południowej i wschodniej części wyspy Bornholm występują utwory starszego paleozoiku (kambr–sylur) oraz utwory mezozoiczne (trias, jura i kreda). Podłoże krystaliczne Bornholmu zbudowane jest ze skał prekambryjskich, przecinanych przez liczne dajki diabazowe przebiegające głównie w kierunku NE–SW. Dajki te nie są spotykane w skałach osadowych. Regionalne korelacje wskazują, że gnejsy z Bornholmu mogą być wieku *ca.* 1,7 mld lat, podobnie jak gnejsy z prowincji Blekinge. Izochronowe „wieki” Rb–Sr wyznaczone na całych skałach z granitów Vang, Hammer i Svaneke wskazują na około 1,4 mld lat, co pozwala zakładać gotyjski lub svekofeński wiek gnejsów Bornholmu, w które te granity miały intrudować. Dane radiometryczne (K/Ar) z granitów Rönne, Hammer i Svaneke mieszczą się w zakresie od około 1,25–1,34 mld lat.

Analiza strukturalno-kinematyczna ze skał prekambryjskich z Bornholmu umożliwiła rozpoznanie procesów ścinania podatnego, jednak silnie, regionalnie zróżnicowanych oraz pod względem intensywności deformacji. Analiza ta udokumentowała dominację nasunięciowego charakteru deformacji (etap D_1) i rozwój podatnych, nasunięciowych pakietów skalnych typu zestawu łusek i imbrykacji. W czasie etapu deformacji D_1 doszło do rozwoju foliacji S_1 i mineralnej lineacji ekstensyjnej L_1 . Rozwój foliacji S_1 zapadającej ku N z umiarkowanie do łagodnie nachyloną lineacją L_1 związany jest ściśle z tektoniką nasunięciową. Podatna więźba niekoaksjalna powstała podczas deformacji D_1 wskazuje na ścinanie o zwrocie przemieszczania zasadniczo „góra” ku S i charakteryzuje się sekwencją strukturalną złożoną ze słabo zdeformowanych granitów i mylonitycznych gnejsów. Przemieszczania domen skalnych odbywały się w kierunku zbliżonym do południkowego w skałach krystalicznych Bornholmu. Do tej deformacji kompresyjnej D_1 doszło w warunkach amfibolitowej i granulitowej (?) facji metamorfizmu regionalnego prawdopodobnie podczas

orogenezy gotyjskiej, to jest około 1,5 mld lat temu. Do wyjaśnienia historii deformacyjnej systemu ścinania na Bornholmie przedstawiono model rozwoju pakietu podatnych nasunięć wzdłuż pochyłości listrycznych.

Ten starszy system podatnego ścinania był lokalnie nadrukowany przez przemieszczenia skośne do normalnych podczas deformacji D_2 . Te znacznie rzadsze i bardziej zlokalizowane procesy ekstensyjne i transtensyjne związane były z normalnym, podatnym i podatno-kruchołomnym uskokuwaniem w czasie deformacji D_2 . Na Bornholmie do rzadkości należą przemieszczenia podatne typu przesuwczego. Domeny, gdzie doszło do słabego ścinania prostego zachowały jeszcze granitową naturę skały wyjściowej, co jest dowodem, że pierwotnymi skałami dla gnejsów były głównie granitoidy. Nowy model tektoniczny podkreślający dominującą rolę procesów dynamometamorfizmu w ewolucji krystalinikum Bornholmu stoi w sprzeczności z zakładanym dotychczas modelem o przetopieniu i metasomatyźmie serii suprakrystalnych, jako wyjściowym materiale dla gnejsów Bornholmu.

Regiony Bornholmu i Pomorza (wiercenie „Żarnowiec IG 1”) uległy podatnym nasunięciom podczas orogenezy gotyjskiej około 1,5 mld lat temu; dla potwierdzenia tego brakuje jednak wiarygodnych danych geochronologicznych. Wzdłuż linii A profilu BABEL stwierdzono powierzchnie refleksów zapadające ku NE od granicy skorupy z płaszczem w najwyższą część płaszcza i również lokalne pogrubienie skorupy. Te dane sugerują istnienie reliktu aktywnego, akrecyjnego środowiska tektonicznego w SW części tarczy bałtyckiej.

Na Kaszubach w otworze „Żarnowiec IG 1” udało się określić prawdopodobny kierunek transportu tektonicznego ku SE przy upadzie foliacji S_1 ku SE i nachyleniu lineacji L_1 ku SE. Wyznaczony kierunek transportu tektonicznego generalnie ku SE w okolicach Żarnowca jest zbliżony do dobrze ustalonego transportu ku południowi z pobliskiego Bornholmu, co może pośrednio wskazywać także na przejawy orogenezy gotyjskiej na Pomorzu.

W dyskusji brali udział: S. Cwojdzński, J. Siemiątkowski, A. Stachowiak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 8 stycznia 2002 r.

Jacek KOŹMA, Elżbieta GAWLIKOWSKA: **Geopark „Łuk Mużakowa”**

Łuk Mużakowa stanowi unikatową, jedną z najładniej na świecie zachowanych struktur glacitektonicznych, powstałą w wyniku działalności lodowca skandynawskiego. Ma on kształt podkowy, otwartej ku północy, którą wyznaczają pasy moren czołowych i związane z nimi struktury glacitektoniczne. Jego długość wynosi około 40 km, a szerokość 3–6 km. Rozciąga się od Klein Köllzig w Brandenburgii na północnym zachodzie, przez Weißwasser w Saksonii, a w Polsce przez Łęknice po okolice Tuplic na północnym wschodzie. Polska część Łuku Mużakowa znajduje się w makroregionie Wzniesienia Łużyckie i w mezoregionie Wał Mużakowski, a administracyjnie obejmuje południowy fragment woj. lubuskiego.

W podłożu łuku Mużakowa występują utwory triasu i kredy. Przykryte są one osadami trzecio- i czwartorzędowymi. Osady trzeciorzędowe, naprzemianległe piaski, ropy, mułki, żwiru i węgle brunatne, w czwartorzędzie zostały zaburzone glacytektonicznie, sfałdowane i wyniesione blisko powierzchni terenu w formie fałdów i łusek współkształtnych do przebiegu łuku Mużakowa. W przegubach antyklin często odsłaniają się węgle brunatne, które na całym obszarze były przedmiotem intensywnej eksploatacji już od XVIII wieku. Eksploatowano je zarówno odkrywkowo jak i podziemnie. W 1974 r. zakończono wydobywanie w Polsce, natomiast w Saksonii czynne są jeszcze dwie kopalnie, a w Brandenburgii trzy. Obok węgla brunatnych na omawianym obszarze wydobywano również ropy, które wypalano w miejscowych cegielniach (ogrzewanych węglem brunatnym). Część nieczynnych wyrobisk zrehabilitowano, a pozostała część uległa samoistnemu wypełnieniu wodą. Tworzą one obecnie swoistego rodzaju „pojezierze”.

Wymienione cechy krajobrazu łuku Mużakowa przesądziły o objęciu tego obszaru międzynarodowym programem UNESCO — ochrony i konserwacji krajobrazu „Geopark”. Założeniem tego programu jest ochrona i zachowanie szczególnie interesujących elementów przyrody nieożywionej, czyli tzw. geotopów, dla celów naukowych, prowadzenia działalności dydaktyczno-edukacyjnej oraz rozwijania geoturystyki. Podkreśla się, że antropogeniczne zmiany w środowisku naturalnym po eksploatacji kopalni nie muszą mieć destrukcyjnego znaczenia, jeśli wyrobiska pogórnice są odpowiednio zrehabilitowane i zagospodarowane.

W Europie dotychczas powstało 6 geoparków: w Grecji, Francji i Niemczech. Z inicjatywą utworzenia pierwszego w Europie transgranicznego geoparku na obszarze łuku Mużakowa, który posiada duże walory krajobrazowe, przyrodnicze, gospodarcze i kulturowe, wystąpiła Brandenburska Służba Geologiczna. Podkreślono, że ze względu na jego transgraniczne położenie, prace nad powstaniem Geoparku „Łuk Mużakowa” muszą uwzględniać ścisłą, trójstronną współpracę służb geologicznych Brandenburgii, Saksonii i Polski. Efektem tej współpracy ma być obszar jednolicie zagospodarowany, chroniony oraz udostępniony dla celów naukowo-dydaktycznych i geoturystyki.

Strona niemiecka prace projektowe nad utworzeniem geoparku prowadzi od 1997 r. i są one już daleko zaawansowane. Państwowy Instytut Geologiczny włączył się do tego w 2001 r. wykonując inwentaryzację geotopów, ich waloryzację oraz wstępną ocenę zagospodarowania geoturystycznego. Przygotowanie informacji o geologii polskiej części łuku umożliwia kontynuowanie dalszych międzynarodowych prac nad powołaniem geoparku. Bez naszego wkładu dalsze prace nad projektem będą zablokowane także po stronie niemieckiej.

Na obszarze łuku Mużakowa wyróżniono następujące zespoły geotopów: stratygrafia i tektonika, elementy rzeźby glacialnej i peryglacialnej, struktury eoliczne, struktury fluwialne, bagna i torfowiska, źródła, surowce mineralne oraz trzy zespoły geotopów sztucznych: wody wypełniające wyrobiska pogórnice, budowle z głazów narzutowych i głazy narzutowe w architekturze ogrodowej. W polskiej części łuku opisano 35 geotopów. Grupują się one w trzech obszarach: w rejonie Tuplic na północy, w rejonie Trzebieli i w rejonie Łęknicy na południu. Obszary te w planie zagospodarowania turystycznego geoparku, uzgodnione z administracją utworzonego we wrześniu 2001 r. Parku Krajobrazowego „Łuk Mużakowa”, będą pełnić funkcję tzw. obszarów 1-dniowego zwiedzania. W polskiej, saksońskiej i brandenburskiej części parku przewiduje się utworzenie oddzielnych centralnych punktów informacji, ściśle

powiązanych ze sobą. Funkcjonowanie projektowanego geoparku opierać się będzie na dwóch podstawowych zasadach: rozwijaniu turystyki i zainteresowaniu problematyką parku poprzez centrum informacji turystycznej oraz informacje przy poszczególnych obiektach (w języku polskim, niemieckim i angielskim), publikacje, mapy, prezentacje. Wyznaczenie i objęcie ochroną geotopów umożliwia wybudowanie infrastruktury turystycznej, co ma sprzyjać aktywizacji miejscowej społeczności. Zakłada się, że geopark będzie przedsięwzięciem samofinansującym się ze środków pochodzących z rozwoju geoturystycznego regionu.

Dalsze etapy realizacji zadań nad wnioskiem do UNESCO o objęcie łuku Mużakowa programem „Geopark” na obszarze Polski obejmować będą: popularyzację koncepcji utworzenia geoparku, dokonanie uzgodnień z administracją terenową, lokalnymi instytucjami ochrony przyrody, dalsze uszczegółowienie inwentaryzacji geotopów oraz opracowanie studium zagospodarowania geoturystycznego.

W dyskusji brali udział: J. Badura, H. Kościówko, A. Grocholski, M. Michniewicz, W. Kozdrój, C. Sroga, A. Stachowiak i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 22 stycznia 2002 r.

Krzysztof URBĄSKI: **Deformacje glacitektoniczne w środkowozachodniej Polsce**

W referacie omówiono wyniki badań geologicznych w środkowozachodniej Polsce w rejonie Zielonej Góry, na obszarze między Wzgórzami Kozuchowskimi, Wzniesieniami Żarskimi a Doliną Środkowej Odry. Badania te wykonane zostały przez autora w latach 1995–1999, w ramach *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000, a następnie zinterpretowane i wzbogacone o analizę materiałów archiwalnych. Na podstawie różnych metod badawczych stwierdzono, że strefy zaburzeń glacitektonicznych nie ograniczają się tylko do Wału Zielonogórskiego i Wzgórz Dalkowskich.

Wyróżniono strefy glacitektoniczne zaznaczające się w morfologii terenu oraz formy kopalne:

— w rejonie Lubuska występują moreny spiętrzone, które można wiązać ze strukturą Wału Zielonogórskiego. Natomiast Wzgórz Dalkowskie kontynuują się po zachodniej stronie doliny Bobru jako struktura Wzniesień Żarskich. Na północ od Wału Zielonogórskiego wyróżniono strukturę Czerwieńsk–Nietków–Krosno Odrzańskie, a po północnej stronie Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej strukturę Radowic;

— drugą grupę stanowią kopalne strefy spiętrzeń glacitektonicznych, które znajdują się pod pokrywą młodszych osadów niezaburzonych. Takim rejonem jest obszar między Przylepem i Chynowem, po północnej stronie Wału Zielonogórskiego, gdzie stwierdzono na podstawie danych wiertniczych intensywne zaburzenia glacitektoniczne. W dolinie Odry, w rejonie Krosna Odrzańskiego i w rejonie Sulechowa pod pokrywą osadów z okresu zlodowacenia wisły, udokumentowano także spiętrzenia glacitektoniczne;

— trzecim typem makrostruktur są depresje glacitektoniczne. Występują one między wymienionymi wyżej strefami wypiętrzonymi.

Wał Zielonogórski z uwagi na najlepsze rozpoznanie geologiczne, był obszarem testowym dla rozpoznania stylu zaburzeń glacitektonicznych. Badania terenowe i zestawienie danych archiwalnych wykazały bardzo skomplikowaną budowę geologiczną tej struktury. Pasowy przebieg wychodni, ukierunkowanie mezostruktur glacitektonicznych, obecność allochtonicznych pakietów trzeciorzędowych w obrębie utworów młodszych i obserwacje w odsłonięciach wskazują na to, że w budowie Wału Zielonogórskiego dominują łuski glacitektoniczne. Analiza pozostałych stref zaburzeń na badanym obszarze wskazuje na to, że mamy tu do czynienia ze strukturami seryjnymi a nie tylko wąskim obszarem zaburzeń glacitektonicznych.

Zdaniem autora budowę geologiczną omawianego obszaru dobrze tłumaczy model zaburzeń glacitektonicznych zaproponowany przez Rotnickiego (1975) i rozwinięty przez Abera, Crotta i Fentona (1989), Hannemanna (1995) i Kupetza (1997), w którym dominującą rolę w powstawaniu deformacji odgrywa ścinanie cylindryczne w strefie czołowej, pod wpływem obciążenia lądolodu a w mniejszym stopniu jest to wynik nacisków poziomych związanych z transgresją. Ustalenie wieku zaburzeń glacitektonicznych, na obecnym etapie badań jest trudne. Stwierdzono, że na badanym obszarze występują zarówno struktury glacitektoniczne, które utworzyły się w czasie zlodowaceń południowopolskich jak i w zlodowacenia odry. Zlodowacenie warty, zdaniem autora, mogło jedynie przemodelowywać istniejące już strefy deformacji.

W dyskusji brali udział: J. Badura, S. Cwojdzński, C. Sroga, A. Stachowiak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 12 lutego 2002 r.

Stefan CWOJDZIŃSKI: Ekspansja Ziemi według Jamesa Maxlowa — krytyczne omówienie

Jednym z najbardziej interesujących kierunków badawczych teorii rozszerzającej się Ziemi jest modelowanie procesu ekspansji. Modelowanie fizyczne, które polega na rekonstruowaniu położenia kontynentów na globie o mniejszej średnicy, zostało po raz pierwszy zastosowane przez Hilgenberga (*Vom wachsenden Erdball*, 1933). Wykonał on serię czterech globusów z masy papierowej i zrekonstruował położenie Pangei Wegenera na Ziemi o mniejszych wymiarach obliczonych dla końca prekambriu ($R = 2/3$ wsp. R Ziemi), środkowej jury, początku kenozoiku oraz na modelu Ziemi współczesnej. Modelowaniem fizycznym ekspansji Ziemi zajmowali się także Brösske (1962), Barnett (1962), który napisał: „trudno jest uwierzyć, że przypadek mógł zdecydować o takim dopasowaniu do siebie krawędzi kontynentów”, Creer (1965) i Vogel (1983). Ten ostatni wykonał modele terelli prekambryjskiej (średnica = 60% wsp.) i kredowej (72%), następnie szereg modeli o średnicach od 46 przez 55, 60, 75 i 85% obecnych wymiarów Ziemi.

Nowe modele Ziemi ekspandującej w skali 1:20 mln zostały opracowane przez Maxlowa (1995). Po raz pierwszy podstawą rekonstrukcji ewolucji ekspandującej planety w okresie od górnej jury do dziś była analiza izochron den oceanicznych. Ostatnio ten sam autor wykonał 23 modele sferyczne prezentujące konfigurację głównych struktur geotektonicznych od prekambriu do dziś oraz model obrazujący sytuację za 5 mln lat. Modelowanie ekspansji Ziemi jest przez Maxlowa oparte na założeniu, iż: 1 — narastanie litosfery oceanicznej i kontynentalnej w czasie geologicznym ma charakter kumulatywny, 2 — litosfera oceaniczna współczesnych oceanów reprezentuje jedyny w historii ziemi etap tworzenia oceanów i nie ulega usuwaniu przez subdukcję, 3 — struktury geotektoniczne typu intrakratonicznych basenów sedimentacyjnych i kompleksy magmowe powstają w warunkach ekstensji, 4 — litosfera kontynentalna i oceaniczna podlegają izostatycznemu i geometrycznemu dostosowaniu do zmian krzywizny powierzchni ekspandującej Ziemi. Określenie paleopromienia Ziemi dla okresu post-triasowego oparte jest na podstawie obliczenia powierzchni planety w poszczególnych okresach czasu z zastosowaniem formuły Koziaara (1980) i Blinowa (1983) oraz przeliczenia powierzchni na promień kuli. Określenie przedtriasowych szybkości ekspansji zależy od przyjętego pierwotnego promienia Ziemi w archaiku. Promień odpowiadający sumarycznej, współczesnej powierzchni kontynentów to 3400 km, powierzchni kontynentów bez basenów marginalnych — 2500–2600 km, dla sumarycznej powierzchni skorupy archaicznej — 1700 km. Rekonstrukcje dla okresu re-cent–perm oparte są na kartograficznym obrazie oceanicznych izochron magnetycznych. Sukcesywne usuwanie pasów skorupy oceanicznej równoległych do aktywnych grzbietów śródoceanicznych umożliwiło Maxlowowi odtworzenie wcześniejszych konfiguracji płyt na Ziemi o zredukowanych wymiarach. Uzyskuje on 99% zgodności modeli post-triasowych, kompensacja zmian krzywizny powierzchni następuje na krawędziach płyt oraz w wyniku ekstensji śródpłytowej. W mezozoiku kontynenty (obejmują szelf + skłon kontynentalny) stopniowo łączą się ze sobą wzdłuż ich krawędzi. W permie i triasie cała litosfera oceaniczna jest usunięta, wszystkie kontynenty połączone w Pangeę (Pangea Hilgenberga — J. Oberc) na globie o średnicy równej 51% współczesnej. Szelfy i baseny epikontynentalne tworzą globalną sieć otaczając kratony kontynentalne i strefy orogeniczne.

Rekonstrukcje dla okresu perm–archaik oparte są o zasadę stopniowego usuwania intrakontynentalnych osadów basenowych i kompleksów magmowych i odtwarzanie konfiguracji sprzed fazy ekstensji lub ryftowania. Rekonstrukcja modeli przedtriasowych trwa aż do momentu usunięcia fanerozoicznych i proterozoicznych basenów osadowych i kompleksów magmowych, w efekcie zebrane zostają razem kratony archaiku i podłoża proterozoicznego na Ziemi o średnicy około 1700 km. Prekambryjskie pasy tektogeniczne tworzą tu sieć intrakratoniczną, w obrębie której zachodzą takie procesy jak: ekstensja, ścienianie skorupy, ryfting, magmatyzm, wysoki potok cieplny, inicjalna sedimentacja morska oraz metamorfizm regionalny i deformacja. Z kolei modele paleozoiczne wykazują, że rozkład basenów epikontynentalnych, pasów magmowych i stref orogenicznych naśladuje intrakratoniczną sieć prekambryjską. Sieć ta stanowi ośnoję mezo-kenozoicznego procesu rozpadu kontynentów i otwarcia oceanów współczesnych.

Prezentacja rekonstrukcji Jamesa Maxlowa oparta została na podstawie animacji zapisanych na CD-ROM jako pliki Mpg i Avi. Rekonstrukcje te obrazują proces ekspansji w kolejnych fazach od współczesności do archaiku dla obszarów kontynentalnych oraz od

współczesności do karbonu dla obszarów oceanicznych, a także, wraz z narastającym wiekiem geologicznym, aż do rekonstrukcji sytuacji recent + 5 mln lat.

Analiza modeli Maxlowa umożliwia wydzielenie 4 faz tektonicznego rozwoju kontynentów i oceanów. Są to: (1) faza minimalnej ekspansji globu przed neoproterozoikiem charakteryzująca się kontynentalną ekstensją skorupową, rozwojem globalnej sieci basenów, orogenezą ensialiczną, owalno-liniowym zarysem stref mobilnych, niskim współczynnikiem hipsometrycznym, (2) faza stałego, powolnego wzrostu szybkości ekspansji (neoproterozoik–górny paleozoik) przejawiająca się stałym wzrostem obszaru kontynentalnych basenów sedimentacyjnych, wzrostem kontrastu hipsometrycznego, polifazowymi orogenezami, (3) faza przejściowa do rozpoczęcia rozpadu kontynentów (g. paleozoik–trias) z ryftingiem, rozciąganiem szelfów (pra-Pacyfik, pra-Atlantyk), stopniowym przesuwaniem się depocentrów z kontynentów ku obszarom szelfów oraz (4) potriasowa faza ekspansji przyspieszającej z rozpadem kontynentów i pojawieniem się ryftingu śródoceanicznego.

W dyskusji brali udział: Z. Cymerman, A. Ihnatowicz, A. Wojtkowiak, C. Sroga, W. Kozdrój, P. Zagożdżon, A. Stachowiak, J. Badura i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 19 lutego 2002 r.

Zbigniew CYMERMAN: **Mylonity Podlasia**

Przedstawiono wyniki badań strukturalno-kinematycznych prekambryjskiego podłoża krystalicznego nawierconego w 37 otworach na obszarze Podlasia. Strefy ścinania podatnych rozwinęły się tam w szerokim zakresie skal i o różnej intensywności. W strefach tych doszło do heterogenicznej mylonityzacji — od szerokich stref protomylonitów po cienkie pasemka ultramylonityczne. Niekiedy skały mylonityczne rozwijały się synchronicznie z procesami migmatytyzacji i ulegały one intensywnej rekryształizacji w warunkach facji granulitowej metamorfizmu. Mylonity powstałe w wysokich temperaturach facji granulitowej są zwykle granoblastyczne i grubokrystaliczne, a ich mikrowięźba jest słabo rozwinięta lub nawet nieobecna. Fakt ten powoduje trudności w odróżnieniu struktur mylonitycznych powstałych w warunkach synkinematycznych od struktur post-kinematycznych, statycznych. Dlatego też wiele skał mylonitycznych z Podlasia uznawano za sukcesję warstwowych skał suprakrystalnych. Procesy ścinania prostego, przy niewielkim udziale składowej ścinania czystego doprowadziły do powstania mylonitycznych gnejsów o różnej strukturze od gnejsów oczkowych, poprzez oczkowo-warstewkowe i warstewkowo-oczkowe do warstewkowych i na końcu gnejsów cienko laminowanych lub fyllonitów. Taka stopniowa zmiana struktury była wywołana wzrastającymi odkształceniami rotacyjnymi wyrażonymi wzrostem intensywności mylonityzacji. Skały mylonityczne powstawały z kwaśnego

protolitu magmowego, tworząc ortognejsy, jak i z protolitu zasadowego (metagabra, amfibolity, granulity maficzne).

W mylonitach Podlasia stwierdzono liczne asymetryczne struktury tektoniczne, tzw. wskaźniki kinematyczne. Najliczniejszą wśród nich grupę stanowią porfiroklasty skalenio-
we typu σ (mikroklinowe i plagioklazowe), struktury mylonityczne typu S–C i skośność mikrowięźby.

Wskaźniki kinematyczne dokumentują dominujący, nasunięciowy charakter deformacji podatnej na Podlasiu. Tylko w nielicznych i na ogół o niewielkim metrażu zachowanych fragmentach rdzeni rozpoznano wskaźniki kinematyczne wskazujące na ekstensyjny charakter deformacji („Sokółka IG 4”, „Kruszyniany IG 3”, „Zabłudów IG 1” i „Ochrymy IG 1”). W kilku wierceniach rozpoznano wskaźniki kinematyczne dokumentujące zarówno kompresyjne, jak i ekstensyjne deformacje podatne („Sokółka IG 1 bis”, „Sokółka IG 7”, „Iwanki-Rohozy IG 1”).

Na Podlasiu ustalono prawdopodobne orientacje struktur tektonicznych w oparciu o pomiary skrzywienia osi w 7 otworach. Regionalna foliacja S_1 przebiega w kierunku NW–SE i zapada ku NE w najlepiej udokumentowanych wierceniach „Narejki IG 1 i 2” i „Michałowo IG 1” oraz mniej pewnie w otworze „Wiejki IG 1”. Podobnym kierunkiem biegu foliacji S_1 charakteryzować się mogą gnejsy z wiercenia „Sokółka IG 6”, ale o upadzie ku SW. W wierceniach „Zabłudów IG 1” foliacja S_1 prawdopodobnie zapada stromo ku W. Równoleżnikowy bieg foliacji S_1 może być charakterystyczny dla otworów „Oziabły IG 1”, „Waśki IG 1” i „Podborowisko IG 1”. W otworze „Pietkowo IG 1” udało się określić upad foliacji S_1 ku SSE i nachylenie lineacji ziarna L_1 w tym samym kierunku.

Kierunek transportu tektonicznego ku SW i W mógł charakteryzować okolice Michałowa i Narejek. W okolicy Sokółki podobne deformacje nasunięciowe cechowałby transport ku NE. Transport tektoniczny ku W odbywałby się jedynie w warunkach ekstensyjnych w gnejsach z Zabłudowa. Jednak te mylonityczne gnejsy, ustawione prawie pionowo, mogły doznać rotacji i blokowych wychyleń w wyniku późniejszej tektoniki blokowej. Przy takiej ewentualności dane z wiercenia „Zabłudów IG 1” można zinterpretować także jako wynik procesów nasunięciowych skierowanych ku W. W wierceniach „Pietkowo IG 1”, „Waśki IG 1” i „Podborowisko IG 1” udało się określić kierunek transportu tektonicznego ku NNW do N. Podatna tektonika nasunięciowa w okolicy Łomży charakteryzowałaby się transportem tektonicznym skierowanym ku NW.

W świetle nowych badań tektonicznych brak jest podstaw do podziału obszaru Polski NE na tzw. strefy fałdowe i masywy granitoidowe (*sensu* Ryka, 1964, 1984; Ryka, Kubicki, 1983). Obecnie nie ma danych radiometrycznych potwierdzających odmienne wieki skał wyjściowych, a także danych wskazujących na ich odrębne środowiska geotektoniczne, czy odmienne warunki metamorfizmu.

W dyskusji brali udział: W. Bobiński, S. Cwojdzński, W. Kozdrój, M. Michniewicz, J. Siemiątkowski i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 26 lutego 2002 r.

Krzysztof HORBOWY: Sytuacja prawna Państwowego Instytutu Geologicznego po 2001 roku

Państwowy Instytut Geologiczny (PIG) jest jednostką badawczo-rozwojową (JBR). Zadaniem tych jednostek jest prowadzenie badań naukowych, których wyniki powinny znaleźć zastosowanie w gospodarce (nauki stosowane). Posiadają osobowość prawną. Są zwolnione z podatków. Zwolnieniom nie podlega działalność gospodarcza. W zasadzie działają samodzielnie i na własny rachunek pokrywając koszty z uzyskiwanych przychodów (mogą też w pewnych sytuacjach uzyskiwać dotacje budżetowe). Jednak JBR, które uzyskują status państwowego instytutu badawczego będą otrzymywać środki budżetowe na realizację określonych rozporządzeniem Rady Ministrów zadań ustawowych. Według ustawy zadania te między innymi mogą obejmować opracowywanie i opiniowanie standardów w zakresie ochrony zdrowia, ochrony środowiska, gospodarki przestrzennej, gospodarki bogactwami i zasobami naturalnymi, bezpieczeństwa technicznego, energetycznego i bezpieczeństwa transportu, standardów produktów, procesów i usług, monitoringu i zapobiegania skutkom zjawisk i wydarzeń mogących stwarzać zagrożenie publiczne.

Niezależnie od swego przyszłego statusu Państwowy Instytut Geologiczny już został ustawowo zobowiązany do realizacji zadań Państwowej Służby Hydrogeologicznej (PSH) oraz powierzono mu zadania Państwowej Służby Geologicznej (PSG). Nadzór nad funkcjonowaniem PSH sprawuje Prezes Krajowego Zarządu Gospodarki Wodnej. PIG został imiennie zobowiązany do ciągłej realizacji zadań PSH niezależnie od faktu czy organy administracji państwowej terminowo wypełniają swe obowiązki odnośnie finansowania tej służby. Może jednakże zgłaszać z tego tytułu określone roszczenia. PSH wypełnia szereg samodzielnych zadań i została wyposażona w odpowiednie instrumenty prawne umożliwiające ich realizację. Właściciel gruntu obowiązany jest udostępnić grunt na potrzeby budowy należących do służby urządzeń pomiarowych oraz przestrzegać ograniczeń związanych z ustanowieniem strefy ochronnej. Osoby wykonujące zadania służby mają prawo wstępu na grunt oraz prawo wykonywania niezbędnych prac. PSH ponosi odpowiedzialność za szkody powstałe w związku z udostępnieniem gruntu. Wynikające z nich roszczenia prawdopodobnie kierowane będą pod adresem PIG.

Funkcjonowanie Państwowej Służby Geologicznej zostało uregulowane w znacznie mniej szczegółowy sposób. Powierzenie pełnienia tej służby PIG jest rozwiązaniem tymczasowym. Nie doprecyzowano przyszłego kształtu tej służby. Nie wiadomo czy miałyby to być jednostka administracji państwowej czy też rolę tę ma pełnić odrębny podmiot podobnie jak w przypadku PSH. Prawo geologiczne i górnicze w zasadzie ogranicza się jedynie do wymienienia zadań, które jak można wnosić powinny być realizowane przez wyodrębnioną jednostkę organizacyjną. Przy czym zadaniem tej jednostki ma być w zasadzie techniczna obsługa administracji geologicznej. Nie ma wskazówek określających sposób finansowania tej służby. Można wnosić, że skoro obowiązkiem ministra jest powierzenie pełnienia tej służby to powinien on również zapewnić środki na jej funkcjonowanie. Ponieważ ustawa nie zobowiązuje PIG do spełniania tych zadań to należy sądzić, że zasady pełnienia, nadzoru oraz finansowania PSG powinny zostać określone w drodze umowy pomiędzy PIG, a właściwym ministrem.

PSG zajmuje się obsługą Centralnego Archiwum Geologicznego (CAG). Archiwum to znajdujące się w PIG zawiera największe w kraju zasoby informacji geologicznej. Prawo do informacji uzyskanych w wyniku prac geologicznych przysługuje Skarbowi Państwa. Informacje te mogą być udostępniane zgodnie z ustawą na zasadach określonych przez Ministra Skarbu Państwa i za jego zgodą. Nieodpłatnie, informacje te mogą otrzymać jednostki samorządu terytorialnego, a także inne podmioty zamierzające prowadzić np. badania naukowe. Natomiast odpłatne jest wykorzystywanie powyższej informacji w trakcie koncesjonowanej działalności gospodarczej polegającej na wydobywaniu kopalin ze złóż oraz magazynowaniu substancji oraz składowaniu odpadów w górotworze. Przychody z tytułu odpłatnego korzystania z informacji geologicznej pozostają w dyspozycji Ministra Skarbu Państwa. PIG ma wyłączne prawo do wykorzystywania oraz udostępniania informacji uzyskanych w trakcie prac geologicznych wykonanych na własny koszt na mocy decyzji wydanych na podstawie ustawy. Wpływy z tego tytułu stanowią jego przychody.

Działalność Państwowego Instytutu Geologicznego jednej z najbardziej zasłużonych jednostek naukowych idzie w 3 kierunkach. PIG prowadzi prace naukowo-badawcze, prowadzi działalność gospodarczą oraz realizuje pewne funkcje będące zadaniami administracji.

W dyskusji brali udział: S. Cwojdzński, A. Stachowiak, J. Koźma, A. Krzyż, J. Badura, W. Bobiński, C. Sroga, M. Michniewicz i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 19 marca 2002 r.

Leszek GIRO, Jacek SIEMIĄTKOWSKI: Spoiwo chondr w meteorycie Baszkówka

W referacie przedstawiono definicję spoiwa i jego rolę w różnych typach chondrytów oraz w meteorycie Baszkówka. Spoiwo jest to część chondrytu, która wypełnia przestrzeń pomiędzy chondrami lub ich fragmentami. W skład spoiwa wchodzi głównie krzemiany oraz kamacyt i troilit. W zależności od grupy chondrytów i ich typu petrograficznego znaczenie spoiwa się zmienia. W chondrytach węglistych spoiwo jest drobnoziarniste i nieprzezroczyste i jest go 30–99%.

W chondrytach zwyczajnych spoiwo jest okruchowe o rozmiarach mniejszych niż chondry i częściowo nieprzezroczyste i jest go 10–15% objętości. Chondryty szczególnego 3 typu petrograficznego, który dzieli się na dziesięć podtypów, wyróżniają się zwiększeniem podobieństwa składu oliwinów i piroksenów chondr i spoiwa, a więc stopniowo zmienia się ich skład od meteorytów niezrównoważonych do zrównoważonych. Spoiwo chondrytów w typach petrograficznych 4–6 jest w swej części krzemianowej przezroczyste i stopniowo zwiększa rozmiary ziaren w miarę zwiększającego się metamorfizmu termicznego, a w wyższych typach zlewa się ono z chondrami i jest trudno rozróżnialne.

Baszkówka, prócz jej porowatości wyróżnia się wśród chondrytów brakiem drobnoziarnistego spoiwa, natomiast za spoiwo pierwotne można uznać dość liczne, drobnoziarniste, często nieprzezroczyste obwódki wokół chondr. Tak więc, można wysunąć hipotezę, że w chondrycie tym brak jest typowego spoiwa krzemianowego. Sygnalizowanie obecności drobnoziarnistego spoiwa w ilości około 1% (Siemiątkowski, 1998) okazało się artefaktem, który został wyraźnie potwierdzony badaniami przy zastosowaniu wysokoczułego detektora elektronów rozproszonych (QBSD) na mikrosondzie w Muzeum PIG.

Meteoryt Baszkówka jest więc spojony zgrzanymi ze sobą chondrami i ich fragmentami oraz skupieniami kamacytu i troilitu.

W dyskusji brali udział: W. Bobiński, S. Cwojdzński, J. Koźma i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 5 marca 2002 r.

Mikołaj LEWICKI: Modelowanie wpływu zmian użytkowania gruntu na geometrię i funkcje koryta rzecznego na przykładzie zurbanizowanych zlewni stanu Maryland

Wywołane przez człowieka zmiany środowiska naturalnego wpływają na zmianę ilości sedymentów transportowanych przez rzeki, co pociąga za sobą niekorzystny wpływ na ekologiczną strukturę i funkcję koryta. W odpowiedzi na rosnące zainteresowanie restauracją zdegradowanych koryt rzecznych konieczne staje się opracowanie skutecznych metod oceny i monitoringu zmian geomorfologii koryta rzecznego. Tereny miejskie stanowią relatywnie niewielki odsetek powierzchni Stanów Zjednoczonych, jednak w ostatnich latach nastąpił gwałtowny, 26% wzrost ich obszaru. Tempo zmian w zagospodarowaniu przestrzennym zależy od czynników lokalnych i jest niejednorodne. Rozwój danego zlewnia rzecznego odzwierciedla preferencje w zagospodarowaniu terenu jak również jest wywołany przez takie czynniki jak polityka lokalnych władz czy typ infrastruktury. Miejski i podmiejski typ zagospodarowania przestrzennego modyfikuje hydrologię i typ transportowanych sedymentów na obszarze zlewnia, zmienia kształt i budowę koryta rzecznego. Zagospodarowanie przestrzenne okolicy koryta rzeki jest odpowiedzialne za gwałtowne zmiany reżimu transportu sedymentów i odpływu poniżej źródeł, lateralnego dopływu wody lub zwiększonej dostawy osadu. Koryto rzeczne w odpowiedzi na zmiany w zagospodarowaniu przestrzennym dynamicznie dostosowuje swoją głębokość, szerokość oraz uziarnienie transportowanego osadu. Na ogół, miejski typ zagospodarowania przestrzennego powoduje poszerzenie i wcięcie się w głąb koryta rzecznego. Utratę przez nie funkcji estetycznej i pogorszenie warunków ekologicznych. Forma rzeki, skład transportowanego osadu i jego mobilność reagują z opóźnieniem na zmiany zagospodarowania przestrzennego w obrębie zlewni. Na przykład gdy dostawa osadu ulega zmniejszeniu w uprzemysłowionym zlewni, rzeki nie zmniejszają ilości transportowanego osadu z powodu stresu ścinającego wywołanego zwiększonym odpływem.

W rezultacie powstają tzw. armored layer wzbogacone we frakcję żwirową. Dokładne związki pomiędzy zmianami w zagospodarowaniu przestrzennym, a reakcją koryta rzeki są skomplikowane i niejednokrotnie trudne do ustalenia. Przykładowo duży udział powierzchni nieprzepuszczalnych w górnej części zlewiska może wywołać w niższej partii rzeki zwiększony odpływ i skłonność do wylewów. Jednakże na skutek zwiększonej pojemności koryta w niższej części zlewiska, dopływów lateralnych i dostarczania osadu z mniej zmienionych dopływów główne koryto może odbudować swoją naturalną formę. Wysoka koncentracja zabudowy miejskiej w pobliżu koryta wywołuje większe ekologiczne zniszczenia, niż koncentracja zabudowy oddzielona od rzeki buforem terenów zielonych. Podejmuje się rozmaite działania dla ograniczenia negatywnych skutków uprzemysłowienia. Obecnie trudno jest ocenić ich skuteczność. Obiecującym narzędziem pomagającym przewidzieć wpływ zmian w zagospodarowaniu przestrzennym na koryta rzeczne są modele geomorfologiczne. Są one stworzone w celu identyfikacji kluczowych czynników w obrębie zlewiska i ich wpływu na koryta rzeczne. Dotychczasowe modele chociaż potrafią symulować rozmaite zjawiska są wciąż niedoskonałe i wymagają rozwoju.

Akwedukt1 jest opracowywanym numerycznym modelem geomorfologicznym przewidującym wpływ zagospodarowania przestrzennego na morfologię koryta rzecznego (szerokość, głębokość, gradient, oraz średnicę transportowanego osadu z rozbić na frakcje) w rzekach o przewodzie frakcji żwirowej. Model ten uwzględnia lateralne zmiany wywołane przez dopływy wody i dostawę sedymentu. Model ma przewidzieć zmiany w geomorfologii koryt w obrębie hrabstwa Montgomery (Maryland, USA) w przeciągu najbliższych 20 lat. Obliczane przez model zmienne wpływają na geomorfologię koryta, jego hydraulikę i lokalne warunki ekologiczne.

Akwedukt1 docelowo będzie złożony z następujących submodeli:

— Submodel hydrologiczny modelujący głębokość wody i gradient energii. Zmienne te razem z geometrią koryta i szorstkością hydrauliczną kontrolują stres ścinający. Submodel hydrauliczny będzie wykorzystywał równania zachowania masy, energii i tarcia (Bray, 1979). Empiryczne równania (Pizzuto i Meckelnburg, 1989) zostaną użyte do obliczenia szerokości.

— Submodel transportu osadu i elewacji dna będzie korzystał ze zmodyfikowanego równania Exnera dla mieszaniny piasku i żwiru. Równanie to dostarcza danych na temat erozji i depozycji w obrębie dna, wywołanych lokalnym reżimem transportu osadu. Submodel ten będzie opisywał transport osadu w obrębie danego odcinka rzeki z rozbić na poszczególne frakcje. Zostaną użyte równania Wilcocka dla transportu osadu z rozbić na frakcje piaszczystą i żwirową, równania obliczające całkowity transport osadu (Wilcock, w druku), oraz równania Parkera obliczające transport żwiru z rozbić na poszczególne frakcje (Parker, 1990). Erozja brzegów koryta rzecznego będzie liczona przy użyciu zmodyfikowanego równania Rouse (Garcia, w druku) oraz przy użyciu empirycznych równań (Yorke i Herb, 1976).

Gotowy program będzie zbudowany z kilkunastu połączonych procedur w języku FORTRAN obliczających geomorfologiczne zmienne w punktach obliczeniowych reprezentujących zlewisko.

W dyskusji brali udział: A. Stachowiak, J. Koźma, J. Siemiątkowski, A. Wojtkowiak, B. Przybylski i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 28 maja 2002 r.

Krzysztof HORBOWY: Kopaliny i minerały — kto jest ich prawnym właścicielem

Złoża są własnością Skarbu Państwa (SP) za wyjątkiem tych, które wchodzą w skład nieruchomości gruntowej i należą do jej właściciela. Ponieważ „Prawo geologiczne i górnicze” (PGG) nie zawiera dalszych unormowań regulujących tę kwestię to za części składowe nieruchomości można uznać tylko złoża (ich fragmenty) znajdujące się w obrębie jej granic przestrzennych wyznaczonych na podstawie art. 143 Kodeksu Cywilnego (KC). Z tego powodu miąższość warstw skalnych wchodzących w skład nieruchomości zależy od społeczno-gospodarczego przeznaczenia gruntu. Mówiąc o społeczno-gospodarczym przeznaczeniu należałoby raczej mieć na myśli kategorię obiektywną, a nie nieuzewnętrznione plany właściciela. Byłoby to zarówno faktyczne wykorzystanie gruntu jak i jego przeznaczenie w planach zagospodarowania przestrzennego lub innych aktach prawnych. Konkretnie wyznaczenie dolnej granicy zależałoby już od przyjętej konwencji. Za część nieruchomości można uznać albo wyłącznie skały, których stan (jego zmiany) jest bezpośrednio znaczący dla wykonywanej czy też już konkretnie zaplanowanej działalności na powierzchni (np. stanowiące podparcie fundamentów) albo również skały mające potencjalne znaczenie z punktu widzenia realizacji zaplanowanych w przyszłości celów. W pierwszym przypadku w skład nieruchomości gruntowej wchodziłaby wyłącznie część złoża wykorzystywana bezpośrednio w powierzchniowej działalności górniczej. Przedsiębiorca eksploatując kopalnię i zmieniając morfologię terenu doprowadzałby do stopniowego włączania w skład nieruchomości kolejnych partii złoża. W drugim przypadku od uchwalenia stosownych aktów prawnych (np. planu zagospodarowania przestrzennego) lub wydania określonych decyzji, własność nieruchomości rozciągałaby się na całość znajdującego się pod nią złoża i mogła sięgać nawet setki metrów w głąb ziemi. Skarb Państwa traciłby własność złoża na rzecz właściciela znajdującego się nad nim gruntu.

Niezbędnym warunkiem rozpoczęcia eksploatacji złóż będących własnością SP jest ustanowienie użytkowania górniczego w drodze umowy za wynagrodzeniem. Jednak w tym przypadku przedsiębiorca nie musi zawierać stosownej umowy ponieważ jego prawo do korzystania i pobierania pożytków ze złoża będzie wynikało z prawa własności nieruchomości. Nasuwa się pytanie czy SP mogą otrzymać wynagrodzenie z tytułu przejścia własności części swego majątku na właściciela nieruchomości. Należałoby rozważyć uzyskanie stosownej rekompensaty np. z tytułu art. 405 KC (bezpodstawne wzbogacenie).

Kopalina czy też masy skalne po odłączeniu od złoża stają się własnością przedsiębiorcy (pożytki naturalne). Liczne zwały takich mas skalnych czy też odpadów przeróbczych występują w pobliżu miejsc dawnej eksploatacji tworząc złoża antropogeniczne czyli nagromadzenia surowca mineralnego powstałe w wyniku działalności ludzkiej. Właścicielem tych złóż jest przedsiębiorca górniczy, którego działalność doprowadziła do ich powstania. Jeżeli jednak połączyły się z nieruchomością w taki sposób, że stały się jej częściami składowymi należą do właściciela nieruchomości. Powstanie wspólnego ekosystemu obejmującego zarówno hałdę jak i grunty otaczające może świadczyć o takim trwałym połączeniu.

Szczególnym rodzajem skał są meteoryty. Jeżeli nie stały się częściami składowymi nieruchomości, można uznać je za przedmioty niczyje, których własność można nabyć przez

objęcie w posiadanie samoistne. Meteoryty jako obiekty kosmiczne nie miały wcześniej właściciela i dlatego problematyczne jest czy odnosi się do nich wynikający z art. 189 KC obowiązek oddania rzeczy organowi państwowemu.

Prawo geologiczne i górnicze regulując sprawę własności złóż odsyła do postanowień KC. Przepisy określające zasięg nieruchomości są ogólne, a dzięki temu na tyle elastyczne, że pozwalają na pełną ochronę interesu właściciela nieruchomości nie przyznając mu jednocześnie prawa do wnętrza ziemi. O ile w sytuacji gdy wnętrze ziemi nie miało określonego właściciela unormowania te dobrze spełniały swą rolę to obecnie gdy pojawiły się tam obiekty skalne będące odrębnym przedmiotem własności, nie wydają się być wystarczające.

W dyskusji brali udział: A. Stachowiak, J. Koźma, W. Bobiński, K. Seifert i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 3 września 2002 r.

Zbigniew CYMERMAN: **Waryscyjska ekstensyjna w Sudetach**

Wśród geologów od kilkunastu lat następuje coraz większe zainteresowanie tektoniką ekstensyjną, wywołane rozpoznaniem w pasmach orogenicznych uskoków ekstensyjnych oraz ekshumacją skał wysokociśnieniowych. Deformacje ekstensyjne prowadzą do usunięcia niestabilności grawitacyjnej w bilansie masy orogenu kontrakcyjnego poprzez redukcję miąższości korzenia orogenu, co pozwala odzyskać skorupie kontynentalnej standartową miąższość około 30 km. Różne modele tektoniczne próbują wyjaśnić procesy późnoorogenicznego wyniesienia litosfery i związanego z nim kolapsu grawitacyjnego. Jeden z nich wiąże synkompresyjne wyniesienie litosfery z procesami podklejania podczas subdukcji. W innym modelu tektonika ekstensyjna wywołana jest delaminacją litosfery i rozwojem kopuł metamorficznych. W jeszcze innym zakładana jest synchroniczność lub następstwo procesów kompresji i ekstensji na różnych poziomach litosfery.

Dwa podstawowe procesy tektoniczne charakteryzują waryscyjską ewolucję Sudetów: transpresja i ekstensja. Późno-waryscyjska ekstensyjna w Sudetach była związana z wyniesieniem pogrubionych tektonicznie domen skalnych w czasie waryscyjskiej konwergencji. Progresywna zmiana warunków deformacji od podatnych do kruchych była uwarunkowana szybką ekshumacją pogrubionej wcześniej skorupy, przy współdziale migmatytyzacji i intruzji anatektycznych granitoidów, jak to miało miejsce w przypadku metamorfizmu sowskiego. Takie późnoorogeniczne wyniesienie domen skalnych powiązane ze wzrostem stopnia geotermicznego było związane z rozwojem kopuł metamorficznych, jak kopuły karkonosko-izerskiej czy orlicko-śnieżnickiej. Z drugiej strony, synkolizyjne ekstensyjne procesy w Sudetach, jak na obszarze metamorfizmu strzeleckiego mogły być wywołane zlokalizowaną deformacją związaną z podklejaniem i przetasowaniami przystających kompleksów subdukcyjno-kolizyjnych. Badania struktur i wskaźników

kinematycznych wskazują na zlokalizowaną ekstensję w kierunku zbliżonym do NW–SE w zachodniej części Sudetów (NW część metamorfiku izerskiego, metamorfik Rudaw Janowickich, lokalnie w kompleksie kaczańskim) i zasadniczo w kierunku SSW–NEE we wschodniej części Sudetów (np. metamorfik strzebiński, lokalnie metamorfik śnieżnicki, jednostka Branny i zachodnia część kopuły Keprnika).

Od 1993 roku pojawiło się kilka publikacji na temat wieków radiometrycznych hornblendy, biotytu i muskowitu z różnych skał sudeckich wykonanych za pomocą metody $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Steltenpohl i in., 1993; Oliver, Kelly, 1993; Maluski i in., 1994). Za pomocą metody wzrastającego ogrzewania określa się precyzyjnie czas tzw. „wieku ochłodzenia”, czyli przejścia danego minerału poniżej izotermy *ca.* 500°C (hornblenda), *ca.* 350°C (muskowit) i *ca.* 300°C (biotyt). Te dane radiometryczne umożliwiają określenie czasu i tempa wyniesienia kompleksów skalnych w płytsze strefy pasm orogenicznych. Przedstawiono niepublikowane jeszcze oznaczenia radiometryczne $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, wykonane przed kilkoma laty przez Lothara Ratschbachera (Stanford University) i Marka Steltenpohla (Auburn University). Dane te dotyczą 12 oznaczeń radiometrycznych hornblendy, muskowitu i biotytu zebranych z 10 odsłonięć z różnych jednostek tektonicznych Sudetów.

Nowe oznaczenia wykonane metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ na hornblendzie wskazują na „wiek ochłodzenia”: (1) 329,5±3 mln lat dla amfibolitu z metamorfiku strzebińskiego, (2) 329,5±3 mln lat dla amfibolitu ze strefy Niemczy, (3) *ca.* 337 mln lat dla granodiorytu z Gór Orlickich, (4) *ca.* 340 mln lat dla amfibolitu z jednostki Wielkiego Vrbna i (5) *ca.* 299, 280 i 260 mln lat dla amfibolitu masywu Jesenika. Nowe „wieki ochłodzenia” (332,9±1 mln lat i 331±3 mln lat) wykonane na muskowitach z ortognejsów z SW części kopuły orlicko-śnieżnickiej są zbliżone do wcześniejszych oznaczeń z tej kopuły (muskowity –329±2 mln lat i biotyty –328±2 mln lat; Steltenpohl i in., 1993). Jak dotychczas z kopuły orlicko-śnieżnickiej nie oznaczono metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ wieków *ca.* 310–300 mln lat (westfał) typowych dla kopuł wschodniosudeckich. „Wieki ochłodzenia” z mylonitycznego gnejsu kowarskiego wynoszą *ca.* 308 mln lat, a biotytu z amfibolitu sowiogórskiego (Koziniec) — *ca.* 330 mln lat. Najmłodsze wyniki otrzymano z biotytów z masywu amfibolitowego Jesenika, gdzie wynoszą one 287,6±2,7 mln lat. Generalnie dla Sudetów, sugerowano powiązanie danych radiometrycznych otrzymanych za pomocą metody $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ z waryscyjskimi procesami tektonometamorficznymi, a głównie z procesami heterogenicznej, późnoorogenicznej ekshumacji zdeformowanych wcześniej kompleksów skalnych.

W dyskusji brali udział: W. Bobiński, S. Cwojdzński, W. Kozdrój, M. Michniewicz, J. Siemiątkowski i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 5 listopada 2002 r.

Stefan CWOJDZIŃSKI: Struktura sejsmiczna litosfery kontynentalnej a współczesna geodynamika

Sejsmiczne badania refleksyjne, zwłaszcza tzw. pionowa sejsmika refleksyjna stały się od początku lat 80-tych głównym narzędziem badawczym skorupy ziemskiej, a także górnego płaszcza litosfery. Metoda ta zastosowana do śledzenia głębszych poziomów refleksyjnych przyniosła znakomite rezultaty. Możliwe stało się śledzenie wgłębnych struktur sejsmicznych w obrębie całej skorupy ziemskiej, a także ich powiązanie ze strukturami geologicznymi znanymi z powierzchni ziemi lub z otworów wiertniczych. Sejsmika refleksyjna stała się narzędziem „prześwietlania” skorupy i odtwarzania jej złożonej struktury. Realizacja w ciągu ostatnich 20 lat wielu dużych, często międzynarodowych, projektów sejsmicznych umożliwiła uzyskanie ogromnej ilości informacji, które są powszechnie interpretowane przy uwzględnieniu paradygmatu tektoniki płyt. Równocześnie interpretacje te napotykają na znaczne trudności. W pierwszym rzędzie trudne do wyjaśnienia jest zagadkowe, generalne podobieństwo struktury sejsmicznej skorupy kontynentalnej pod różnymi genetycznie i wiekowo geostrukturami, a także jej najczęściej obserwowana symetryczność. Interpretacja geologiczna głębokich profili sejsmicznych objęła dziś większość znanych typów geostruktur kontynentalnych.

Natura geologiczna powierzchni refleksyjnych ujawnianych na profilach sejsmicznych nie jest do końca wyjaśniona. W płytkiej, „basenowej” sejsmice refleksyjnej refleksy odpowiadają granicom litologicznym, czasem znaczenie mają także porowatość skał, ich nasycenie wodą itp. W głębokiej sejsmice refleksyjnej wiąże się je z powierzchniami nieciągłości tektonicznych, zwłaszcza tam, gdzie można je skorelować ze znanymi z powierzchni uskokami, nasunięciami lub odkłuciami tektonicznymi. Przewiercone w supergłębokich otworach wiertniczych: kolskim i KTB pasy refleksów sejsmicznych były reprezentowane przez wąskie strefy brekcji i kataklazytów stanowiące kanały, którymi przemieszczają się silnie zmineralizowane wody. W dolnej skorupie kontynentów refleksy związane mogą być z intruzjami pokładowymi skał magmowych, z drobnoskalową laminacją skał w kompleksach wysokometamorficznych lub mylonitycznymi strefami ścinania. Niewątpliwie, jak to wynika z prezentowanych danych, sejsmiczne profile refleksyjne wykazują wiele cech wspólnych dla całej Ziemi, niezależnie od istniejących różnic. Na obraz sejsmiczny nie wpływają też w sposób zasadniczy parametry akwizycji i zbierania danych. Podobieństwo refleksyjności sejsmicznej w różnych środowiskach geologicznych wskazuje na: decydujący wpływ własności reologicznych litosfery na charakter refleksyjności oraz wspólny proces tektoniczny odpowiedzialny za jej ukształtowanie się.

W zależności od warunków termicznych skorupa kontynentalna podlegająca deformacji kruchej sięga do głębokości 10–20 km. Poniżej tej granicy, odpowiadającej temperaturom 300–400°C, zaczyna się strefa odkształceń podatnych, w której dominuje płynięcie stanu stałego. Oczywiście, granica między strefą deformacji kruchej i podatnej nie jest ostra, jej szerokość zależy od potoku cieplnego, a także od litologii. Kolejną granicą reologiczną jest powierzchnia Moho. W istniejących tu warunkach termicznych górny płaszcz podskorupowy odkształca się w sposób kruchy. Sejsmika refleksyjna potwierdza te zachowania reologiczne. Między lepkością litosfery kontynentalnej, a refleksyjnością sejsmiczną obserwuje się ścisły

związek. W górnej skorupie krystalicznej, która ogólnie jest przezroczysta sejsmicznie, na wszystkich profilach występują nieliczne pakiety refleksów związane z dyslokacjami, na ogół o geometrii listrycznej, nachylone w różnych kierunkach i wypłaszczające się wgłąb. Dolna skorupa jest zdominowana przez, penetratywne w skali dolnej skorupy, struktury subhoryzontalne, wiązane przez większość badaczy z deformacjami z płynięcia. Na granicy skorupy górnej i dolnej mamy do czynienia ze strefą przejściową, wydzielaną niekiedy jako skorupa środkowa. W strefie tej zanika większość dyslokacji listrycznych. Występują tu, podkreślane przez pasma refleksów, śródskorupowe struktury wielkosoczewkowe. Z kolei górny płaszcz podskorupowy charakteryzuje się przejrzystością sejsmiczną. Rzadko występują tu pasma refleksów zapadające w głąb pod niewielkimi kątami, odpowiadające wąskim strefom uskokowym. Tym samym dolna skorupa z reologicznego punktu widzenia stanowi warstwę „słabszą” zamkniętą między sztywnymi sferami górnej skorupy i litosfery podskorupowej. Proces deformacji tektonicznej prowadzący do wykształcenia laminacji refleksyjnej jest niezależny od petrologicznej stratyfikacji skorupy. Przedstawiony w modelu wielowarstwowej struktury litosfery kontynentalnej piętrowy rozkład naprężeń odpowiedzialnych za powstanie struktur sejsmicznych nie może być efektem działania mechanizmu tektoniczno-płytowego. Cechy podstawowe tych struktur, tj.: piętrowy rozkład pól naprężeń i typów deformacji, ich stosunkowo młody wiek, ewidentne przenoszenie naprężeń od dołu ku górze – wskazują na proces tektoniczny związany z ekspansją Ziemi. Tylko bowiem ekspansja wnętrza planety i związane z nią zmniejszanie się krzywizny przypowierzchniowych sfer Ziemi może doprowadzić do takiego właśnie rozkładu naprężeń. Zasadnicza teza pracy nawiązuje tym samym do koncepcji wpływu zmian krzywizny ekspandującej Ziemi na procesy tektoniczne — idei wyrażonej wcześniej przez Hilgenberga (1933), Rickarda (1969), Jordana (1971), Careya (1976) i Maxlowa (1995, 2001). Proces wypłaszczania litosfery kontynentalnej wywołuje powstawanie w jej obrębie charakterystycznych struktur tektonicznych: ekstensyjnych, kompresyjnych i przesuwczych, dobrze widocznych na refleksyjnych profilach sejsmicznych.

W dyskusji brali udział: Z. Cymerman, W. Bobiński, J. Siemiątkowski, J. Badura i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 26 listopada 2002 r.

ODDZIAŁ GÓRNOŚLĄSKI

Marek GAŁKA: **Złóża kopalin w powiecie czarnkowsko-trzcianeckim na podstawie Mapy geologiczno-gospodarczej Polski w skali 1:50 000**

Powiat czarnkowsko-trzcianecki, oprócz niewątpliwych walorów przyrodniczych, jest dość zasobny w surowce mineralne. Na jego terenie udokumentowano (Tabela 1):

- 1 złóżo węgla brunatnego,
- 24 złóża kruszyw naturalnych,
- 4 złóża piasków kwarcowych,
- 2 złóża surowców ilastych ceramiki budowlanej,
- 1 złóżo kredy jeziornej.

Złóżo węgla brunatnego „Trzcianka” należy do największych złóż tego surowca w kraju. Węgiel występuje tutaj w złóżu w postaci jednego pokładu (miocen środkowy). Na znacznym obszarze pokład ten został zerodowany, a jego średnia miąższość wynosi 4,6 m. Węgiel zalega pod nakładem utworów czwartorzędowych i trzeciorzędowych o średniej miąższości 41,85 m. Podstawowe parametry technologiczne tego węgla kształtują się następująco: wartość opałowa wynosi 2069 kcal/kg, zawartość popiołu 19,5%, a zawartość siarki 1,8%. Kopaliną towarzyszącą w tym złóżu są górnomiocenne ility do produkcji ceramiki budowlanej. Leżą one bezpośrednio nad pokładem węgla. Ich miąższość waha się od 3,0–29,0 m, średnio osiągając 11,2 m. Na głębokości od kilku do około 40 m pod powierzchnią terenu stwierdzono występowanie trzeciorzędowego poziomu wodonośnego. Występują w nim wody zmineralizowane o najwyższej klasie czystości.

Złóżo „Trzcianka” zakwalifikowane zostało do klasy 2 — złóża rzadkie w skali całego kraju, lub skoncentrowane w określonym regionie. Z punktu widzenia ochrony środowiska zaliczono je do złóż bardzo konfliktowych. W najbliższym czasie nie przewiduje się rozpoczęcia eksploatacji tego złóża.

Na terenie powiatu znajduje się 24 złóża kruszywa naturalnego (Tabela 1). Są to osady czwartorzędowe, najczęściej piaski i żwiry pochodzenia rzecznołodowcowego i wydmywe-

Tabela 1

Zestawienie informacji o złożach kopalin w powiecie czarnkowsko-trzcianeckim

L. p.	Nazwa złoża	Powierzchnia złoża (ha)	Rodzaj kopaliny	Zasoby geologiczne bilansowe (tys. t), (tys. m ³)*	Stan zagospodarowania złoża	Wydobycie (tys. t) (tys. m ³)*	Konfliktowość złoża i jego przyczyny
1	2	3	4	5	6	7	8
Złoże węgla brunatnego							
1	Trzcianka	9161	Wb	300077	N	0	W, K, L
Złoża kruszywa naturalnego							
2	Drawski Młyn II	1,3	pż	131	N	0	N
3	Drawsko	8,2	p	554	N	0	N
4	Drawsko	0,15	pż	5	Z	0	N
5	Wizany	3,5	p	294	Z	0	N
6	Lubcz Mały	128,8	pż	13075	N	0	N
7	Lubcz Mały KJ	16,7	pż	1536	G	90	N
8	Wieleń Północny	1,7	p	146	Z	24	N
9	Zielonowo	43,3	pż	279	Z	0	W
10	Gulecz	5,2	pż	751	N	0	W
11	Rosko-M	5,6	pż	369	G	3	W
12	Maciejewo	40,0	pż	2580	N	0	W
13	Zielonowo II	4,6	pż	173	G	5	W
14	Trzcianka	2,3	pż	858	G	11	L
15	Walkowice DW	7,4	pż	385	G	5	N
16	Walkowice W	3,8	p	240	Z	0	N
17	Walkowice	83,4	pż	2710	G	249	N
18	Kuźnica	6,7	pż	493	N	0	W
19	Czarnkowska Kuźnica	23,2	pż	377	Z	0	W
20	Bukowiec	5,6	pż	207	N	0	W, L
21	Osuch	11,8	pż	2491	Z	0	W, L
22	Jędrzejewo	1,7	pż	47	Z	0	W
23	Klempicz	6,2	p	198	G	55	K
24	Sierakówko	1,3	p	233	N	0	N
25	Lisia Góra	2,5	p	347	Z	0	L
Złoża piasków kwarcowych							
26	Piła-Jezioro Piaszczyste	49,8	p	3684*	G	44*	W
27	Romanowo Dolne	79,9	p	10978*	N	0	W, L
28	Drawsko	29,6	p	1550*	Z	0	W, L
29	Wieleń	9,4	p	258*	N	0	W
Złoża surowców ilastych ceramiki budowlanej							
30	Folsztyn	2,8	i	10*	Z	0	W
31	Folsztyn II	2,6	i	95*	Z	0	W
Złoże kredy jeziornej							
32	Wrząca	12,8	kj	11	Z	0	K

rodzaj kopaliny: Wb — węgiel brunatny, p — piaski, ż — żwiry, pż — piaski i żwiry, i — ility, kj — kreda jeziorna; stan zagospodarowania złoża: G — zagospodarowane, Z — zaniechane, N — niezagospodarowane; konfliktowość złoża: W — ze względu na ochronę wód, L — ze względu na ochronę lasów, K — ze względu na ochronę krajobrazu, N — złoża niekonfliktowe; rubryka 5 i 7 — wg „Bilansu zasobów kopalin i wód podziemnych w Polsce” wg stanu na 31.12.1999 r.

go. Udokumentowane zasoby bilansowe kruszywa na tym terenie przekraczają 25 mln ton. Złoża te zaliczono do powszechnych, licznie występujące i łatwo dostępnych.

Na obszarze powiatu czarnkowsko-trzcianeckiego udokumentowano poza tym 4 złoża piasków kwarcowych. Piaski te charakteryzują się dużą zawartością krzemionki (80%), wysokim stopniem obtoczenia ziarn, dobrym wysortowaniem ziarn oraz małą zawartością zanieczyszczeń obcych. Łączne zasoby tego surowca w 4 złożach przekraczają 16 mln m³. Wszystkie złoża piasków kwarcowych zostały zakwalifikowane do złóż powszechnych, licznie występujących i łatwo dostępnych. Z punktu widzenia ochrony środowiska zaliczono je do złóż konfliktowych ze względu na ich położenie na obszarach Głównych Zbiorników Wód Podziemnych nr 127 i 138 oraz na obszarach leśnych.

Na terenie powiatu zlokalizowane są także dwa złoża surowców ilastych ceramiki budowlanej. Oba złoża należą do powszechnych i łatwo dostępnych. Z punktu widzenia ochrony środowiska zaliczono je do złóż konfliktowych.

Ze względu na wyjątkowe walory przyrodnicze znaczny obszar powiatu podlega ochronie (Drawieński Park Narodowy, rezerваты przyrody, obszary chronionego krajobrazu i użytki ekologiczne). Powoduje to zawężenie terenów, które mogą być przeznaczone pod eksploatację powierzchniową kopalin. Prowadzona obecnie oraz w przyszłości eksploatacja powinna być prowadzona ze szczególnym uwzględnieniem uwarunkowań środowiskowych.

W dyskusji brali udział: J. Bugała, A. Karwasiecka i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 24 stycznia 2002 r.

Anna JURCZAK-DRABEK: Wody powierzchniowe i podziemne powiatu czarnkowsko-trzcianeckiego na podstawie MGGP w skali 1:50 000

Powiat czarnkowsko-trzcianecki obszarowo zajmuje drugie miejsce w województwie wielkopolskim. Jego powierzchnia wynosi 1808 km², a zamieszkuje go ponad 88 tys. ludności. Pod względem administracyjnym dzieli się na 8 gmin. Rzeźba terenu powiatu czarnkowsko-trzcianeckiego została ukształtowana przez lądolód (złodowacenie środkowo- i północnopolskie) oraz działalność erozyjną i akumulacyjną jego wód roztopowych. W związku z czym występują różne formy powierzchni takie jak: wysoczyzny z pasami moren czołowych i dennych, obszary sandrowe, tarasy zalewowe, ozy i wydmy. Omawiany teren urozmaicony jest formami wklęsłymi w postaci głęboko wciętych dolin rzecznych, rynien i oczek polodowcowych. Deniwelacje terenu przekraczają 100 m. Klimat powiatu czarnkowsko-trzcianeckiego należy do relatywnie ciepłych (30–50 dni mroźnych, 100–110 dni z przymrozkami). Średnia roczna temperatura powietrza wynosi 7–8°C, średnia roczna suma opadów atmosferycznych 500–550 dni.

Najstarszymi utworami nawierconymi na badanym obszarze, stanowiącymi podłoże paleozoiczne są słabo zmetamorfizowane osady facji kulmowej karbonu (okolice Wielenia) i

morsko-lagunowe utwory cechsztynu (sole, anhydryty i gipsy) (Chojno, Siedlisko) na gł. 1500–2500 m. Osady mezozoiczne (triasu, jury) występują lokalnie w osiowych partiach struktury Szamotuł. Na większym obszarze występują utwory kredy wykształcone w postaci: piaskowców, mułowców i margli. Kenozoiczne piętro strukturalne omawianego terenu budują utwory trzeciorzędowe (od oligocenu do miocenu-pliocenu), zalegające dyskordantnie na różnowiekowych utworach starszych. Oligocen budują utwory piaszczyste, mułkowe z glaukonitem (do 150 m). Miocen jest to mięszczy kompleks osadów piaszczystych, ilastych, mułkowatych i węgla brunatnych niejednokrotnie o znaczeniu przemysłowym. Pliocen stanowi pokrywę podczwartorzędową na przeważającej części obszaru badań. Kompleks ten wykształcony jest w postaci ilów (tzw. ily poznańskie), mułków i piasków. Utwory podczwartorzędowe występują niemal na całym obszarze badań wykazując duże zróżnicowanie miąższości (2–60 m). Udokumentowano utwory zlodowacenia południowopolskiego reprezentowane przez osady wodnolodowcowe i gliny zwałowe akumulacji lodowcowej. Podczas zlodowacenia środkowopolskiego lądolód pozostawił gliny zwałowe, osady zastoiskowe i fluwioglacjalne, miąższość ich dochodzi do kilkudziesięciu metrów. Po zlodowaceniu północnopolskim pozostały piaski i mułki zastoiskowe, a także gliny zwałowe i osady wodnolodowcowe. W holocenie powstały osady aluwialne w postaci piasków i żwirów rzecznych, a także ilów, mułków i piasków jeziornych. W pradolinnym korycie Noteci oraz w bezodpływowych zagłębieniach tworzyły się torfy i gytie.

Teren powiatu czarnkowsko-trzcianeckiego leży w całości w dorzeczu Odry. Głównym ciekim regulującym stosunki wodne omawianego terenu jest rzeka Noteć. W jej dorzeczu znajdują się następujące dopływy prawobrzeżne: Kanał Stobieński, Łomnica, Glinica, Niekurska Struga, Trzcianka, Łąga, Wołowy Rów, Rudnica, Bukówka i Drawa oraz lewobrzeżne: Kanał Romanowo, Gulczanka, Lubska Struga i Miałka. Poza wymienionymi ciekami powiat czarnkowsko-trzcianecki odznacza się dużą ilością jezior pochodzenia lodowcowego i wytopiskowego. Przez omawiany obszar przebiegają działy wodne III rzędu rozdzielające spływ wód zlewni Noteci i Warty. Stan czystości wód powierzchniowych monitorowany jest w 7 punktach kontrolno-pomiarowych zlokalizowanych na rzekach (2 na Noteci w systemie monitoringu krajowego) i w 6-ciu punktach zlokalizowanych w jeziorach. Stan czystości wód wykazuje III klasę czystości lub są to wody pozaklasowe, o czym zdecydowały duże ilości substancji biogennych i nie odpowiadający normom stan sanitarny wód. W powiecie czarnkowsko-trzcianeckim wykorzystywane są zasoby wodne o znaczeniu użytkowym, związane z osadami piętra czwartorzędu i trzeciorzędowego. W osadach czwartorzędowych występują trzy poziomy wodonośne: przypowierzchniowy, międzyglinowy i podglinowy. Warstwa wodonośna poziomu przypowierzchniowego jest związana z piaszczysto-żwirowymi osadami zlodowacenia północnopolskiego i holocenu. Wody te występują tuż pod powierzchnią terenu i do głębokości 15–20 m; zwierciadło ma charakter swobodny i zalega na głębokości od 2–5 m p.p.t., a w dolinach erozyjnych na wysoczyźnie od 1–1,5 m p.p.t. Miąższość warstwy wodonośnej mieści się w przedziale od 10–20 m w strefie wysoczyznowej, a w obrębie doliny erozyjnej Noteci maksymalnie dochodzi do 70 m, najczęściej jednak mieści się w przedziale od 35–50 m. Współczynnik filtracji dla tej warstwy wynosi od 22–62 m/dobę, wydajność potencjalna studni waha się od 10–30 m³/h. Poziom przypowierzchniowy zasilany jest przez infiltrację opadów atmosferycznych. W dolinach rzecznych stanowi bazę drenażu dla niżej zalegających warstw wodonośnych. Użytkowany jest w pojedynczych studniach gospodarskich,

a ujęciami dwukrotnie. Wody tego poziomu są dobrej jakości, lecz mogą być narażone na zanieczyszczenia antropogeniczne wobec braku izolacji warstwy wodonośnej. Zaliczono je do klasy Ib. Cechują się zawartością żelaza od 0–2,5 mg/dm³, a manganu od 0–0,25 mg/dm³. Poziom wód międzyglinowych związany jest ze strukturami piaszczysto-żwirowymi rozdzielającymi gliny zwałowe poszczególnych złodowaceń. Występuje lokalnie, związany jest z GZWP 138 i 139. Miąższość osadów poziomu międzyglinowego mieści się w przedziale od 10–50 m, współczynnik filtracji od 2,5–20 m/dobę, wydajności potencjalne studni od 30–50 m³/h. Zwierciadło wody ma charakter subartazyjski i stabilizuje się na głębokości od 1,7–4,2 m p.p.t. Poziom ten ze względu na korzystne parametry hydrogeologiczne jest powszechnie ujmowany do eksploatacji w: Brzeźnie, Białężynie, Komorowie, Krosinku, Połajewie. Wody te są średniej jakości (II klasa). Zawartość związków żelaza wynosi od 0,03–4,0 mg/dm³, manganu od 0,03–0,3 mg/dm³. Są to wody średnio twarde. Występowanie poziomu podglinowego stwierdzono w obrębie wysoczyzny czarnkowskiej. Warstwę wodonośną stanowią piaski drobno- i średnioziarniste, czasami ze żwirem, pochodzenia wodnolodowcowego złodowaceń środkowopolskich. Zalegają one na osadach trzeciorzędowych lub lokalnie na płatach glin południowopolskich. Warstwa wodonośna poziomu podglinowego zasilana jest poprzez przesączanie z wyższych poziomów. Miąższość warstwy wodonośnej waha się od 8–25 m, a nawet do 30 m. Omawiany poziom eksploatowany jest ujęciami w gospodarstwach rolnych w Sarbii i Bronisławkach. Wody podziemne piętra trzeciorzędowego występują w dwóch poziomach: mioceni i oligoceni. W osadach tych wydzielono subzbiornik GZWP nr 127 Złotów–Piła–Strzelce Krajeńskie. Poziom mioceni budują piaski różnoziarniste oraz mułki. Jego strop występuje na głębokości od 50–150 m. Tworzą go 1 lub 2–3 warstwy wodonośne o miąższości 20–40 m. Zwierciadło wód podziemnych ma charakter naporowy, a w zasięgu tarasy zalewowej przechodzi w układ swobodny. Zasilanie następuje na drodze infiltracji z poziomów nadległych. Współczynnik filtracji wynosi od 1–40 m/dobę, wydajność studni od 10–70 m³/dobę. Wody poziomu mioceni są dobrej jakości i zaliczone zostały do klasy Ib. Są to wody słodkie, słabo zmineralizowane, średnietwarde i twarde. Związki żelaza występują najczęściej od 0,5–3 mg/dm³, związki azotowe i mangan nie przekraczają normy dla wód pitnych. Poziom mioceni eksploatowany jest przez ujęcie w Czarnkowie, Stajkowie, Sokołowie, Trzciance (wydajność powyżej 50 m³/h), a także ujęciami wiejskimi. Poziom oligoceni łączy się z nadległym poziomem mioceni i ma podobne warunki zasilania i drenażu. Jest on słabiej rozpoznany i nie stanowi użytkowego poziomu wodonośnego.

W powiecie czarnkowsko-trzcianieckim znajduje się 29 ujęć wód podziemnych o wydajności powyżej 50 m³/h. W 11 ujęciach eksploatowana jest woda czwartorzędowa, w 17 — trzeciorzędowa, w 1 — czwartorzędowa i trzeciorzędowa.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 24 stycznia 2002 r.

Barbara PTAK: Środowisko przyrodnicze powiatu czarnkowsko-trzcianeckiego na podstawie MGGP w skali 1:50 000

Teren powiatu czarnkowsko-trzcianeckiego posiada wyjątkowe walory przyrodnicze, znaczące nie tylko w skali regionalnej i krajowej, ale również europejskiej. Północno-zachodnia część powiatu podlega ochronie w granicach Drawieńskiego Parku Narodowego. Kolejnym bardzo ważnym elementem podlegającym ochronie są obszary chronionego krajobrazu:

Puszcza nad Drawą — naturalny krajobraz leśny i leśno-jeziorny. Panują tu bory sosnowe. Lasy są ostoją licznej zwierzyny płowej, dzików oraz rzadkiego ptactwa (bocian czarny, żuraw, orlik krzykliwy, cietrzew i czapla).

Dolina Noteci — zajmuje równinne tereny dna pradoliny oraz przylegające do niej wzgórza morenowe w okolicy Ciszkowa. Przeważa tu ekosystem łąkowy tzw. nadnoteckie łągi. Spotyka się także często bogate sady oraz pola z zadrzewieniami. Wzniesienia morenowe porastają lasy z przewagą drzew liściastych, choć nie brak i borów sosnowych. Na łągach noteckich znajdują się ostoje ptactwa błotnego i wodnego, w tym wielu zagrożonych w Europie gatunków takich jak: kulik wielki, płaskonos, cyranka, derkacz, czajka, kszysk błotniak stawowy, remiz i dziwonia.

Puszcza Notecka — teren falisto-pagórkowaty, zbudowany z piasków wydmych, uchodzi za jeden z największych w Europie kompleksów wydmy śródlądowych. Rzeźbę terenu wzbogacają potężne wydmy wały sięgające 20 m wysokości. Lasy tworzy sosna zwyczajna. Krajobraz jest naturalny, leśny lub miejscami jeziorno-leśny.

W granicach powiatu znajduje się 6 rezerwatów przyrody (Tabela 1 i 2):

Czapliniec Kuźnicki — rezerwat faunistyczny, chroni kolonię czapli siwej. Czapliniec zajmuje 1,5 ha powierzchni w środku rezerwatu. Znajduje się tu około 80 gniazd na drzewach sosny zwyczajnej. Płynący obok kanał Rudnica jest dobrą bazą żerową dla ptaków. Oprócz czapli siwej występują m.in.: myszołów zwyczajny, kruk pospolity, kania czarna, bocian biały.

Wilcze Błoto — rezerwat torfowiskowy z roślinnością bagienną i torfowiskową. Ochronie podlega bezodpływowe zagłębienie wypełnione wodą, otoczone wzniesieniami

T a b e l a 1

Wykaz rezerwatów

Forma ochrony	Miejscowość	Gmina	Rok zatwierdzenia	Rodzaj obiektu (powierzchnia w ha)
1	2	3	4	5
R	Leśnictwo Krucz	Wieleń	1968	T — „Wilcze Błoto” (2,76)
R	Kuźnica Czarnkowska	Czarnków	1998	Fa — „Czapliniec Kuźnicki” (5,45)
R	Niewiemko	Budzyń, Czarnków	1994	L — „Źródłiska Flinty” (44,83)

R — rezerwat; rodzaj rezerwatu: K — krajobrazowy, L — leśny, T — torfowiskowy, Fa — faunistyczny

Tabela 2

Wykaz projektowanych rezerwatów

Forma ochrony	Miejscowość	Gmina	Rok zatwierdzenia	Rodzaj obiektu (powierzchnia w ha)
1	2	3	4	5
R	Nadleśnictwo Trzcianka, leśnictwo Rychlik, oddz. 45k, 46r, 47g, h, 61a, b, c, 62a, b	Trzcianka	—	K — „Kanał Bukówki” (30,25)
R	Wzgórza pomiędzy Czarnkowem a Ciszowem	Czarnków	—	K — „Morena Czarnkowska” (900)
R	Kuźnica Czarnkowska	Czarnków	—	L — „Las Kuźnicki” (6,13)

objasnienia jak w tabeli 1

wydmowymi porośniętymi borem sosnowym. Oprócz torfowców występują tu rośliny bagienne m.in.: owadożerne rosziczki, turzycza bagienna, modrzewnica zwyczajna.

ródliska Flinty — rezerwat leśny w okolicy miejscowości Wyszyński, unikalny teren urozmaiconych, naturalnych zbiorowisk roślinnych. Na obszarze rezerwatu występują ostoje bobrów i wilków oraz miejsca gniazdowania licznych gatunków ptaków.

Kanał Bukówki. W rejonie Rychlika ma powstać rezerwat krajobrazowy, który będzie obejmował zabytkowy park należący do dawnego nadleśnictwa w Rychliku oraz blisko kilometrowy, malowniczy odcinek rzeki Bukówki, na którym osiedliły się bobry. Obecnie teren przyszłego rezerwatu jest w nieco mniejszych granicach chroniony jako użytek ekologiczny.

Morena Czarnkowska. Projektuje się objąć ochroną częściową obszar 900 ha wzniesień moreny czołowej porośniętych lasami i poprzecinanych parowami i wąwozami o stromych stokach, rozciągający się między Czarnkowem a Ciszowem. Przyszły rezerwat ma charakter wybitnie krajobrazowy, ale kryje w sobie duże bogactwo i różnorodność szaty roślinnej. Wśród roślin podlegających ścisłej ochronie stwierdzono tu: aż 8 gatunków storczyków, lilie złotogłów, wawrzynek wilczełyko.

Kuźnicki Las — w miejsce obecnie istniejącego, zatwierdzonego w 1997 roku użytku ekologicznego projektowane jest utworzenie rezerwatu leśnego. Przedmiotem ochrony będzie fragment starodrzewu dębowego z drzewami pomnikowymi i charakterystycznym runem.

Na uwagę zasługują użytki ekologiczne powiatu czarnkowsko-trzcianeckiego zamieszczone w Tabeli 3.

Na omawianym obszarze zatwierdzono 151 pomników przyrody, z czego 8 to głązy narzutowe, znajdujące się w gminach Czarnków i Drawsko. Pomniki przyrody żywej to głównie: dęby szypułkowe i lipy drobnolistne; rzadziej: płatan klonolistny, buki zwyczajne, wiąz szypułkowy, grusze pospolite, sosny pospolite, topole czarne, daglezie zielone, kasztanowce zwyczajne, wierzba biała, jałowiec pospolity, klon zwyczajny, cis pospolity, miłorząb dwukłapowy, czereśnie ptasie, jesiony wyniosłe, żywotnik olbrzymi. Bardzo ciekawe obiekty występują w: Gębicach — lipa drobnolistna ok. 300 lat; Gębiczynie — dęby

T a b e l a 3

Wykaz użytków ekologicznych

Forma ochrony	Miejscowość	Gmina	Rok zatwierdzenia	Rodzaj obiektu (powierzchnia w ha)
1	2	3	4	5
U	Nadl. Trzcianka, leś. Smolary, oddz. 32d, 34c, f	Trzcianka	1998	Łąka i obszar podmokły (15,24)
U	Nadl. Trzcianka, leś. Smolary, oddz. 40d, f	Trzcianka	1998	Łąka i obszar podmokły (10,96)
U	Nadl. Trzcianka, leś. Rychlik, 45j, k, t, cx, 46r, 47b, g, h, 61a, b, c, 62a, b	Trzcianka	1998	Olsy i podmokłe łąki (15,24)
U	Kadłubek	Trzcianka	1997	Bagna (4,69)
U	Wrząca	Trzcianka	1997	Bagna (1,22)
U	Zwierzyniec	Wieleń	1995	Łąki, pastwiska, bagna (49,85)
U	Runowo	Trzcianka	1998	Pastwiska i łąka
U	Średnica	Czarnków	1997	Łąki, bagna częściowo zalesione (6,3)
U	Jędrzejewo	Czarnków	2000	Wydma porośnięta trzcinnikiem (2,42)
U	Góra	Czarnków	1997, 2000	Łąki i pastwiska (5,14)
U	Kuźnica Czarnkowska	Czarnków	1997	Teren zalesiony dawny park z licznymi drzewami pomnikowymi (6,13) „Kuźnicki Las”
U	Góra	Czarnków	1997	Łąka (0,96)
U	Góra	Czarnków	1997	Pastwisko (1,1)
U	Dębe	Lubasz	1997	Las (1,43)
U	Dębe	Lubasz	1997	Pastwisko (0,5)
U	Dębe	Lubasz	1997	Pastwisko (0,45)
U	Dębe	Lubasz	1997	Pastwisko (0,58)
U	Lubasz	Lubasz	1997	Łąka śródleśna (1,1)
U	Kruteczek	Lubasz	2001	„Torfowisko nad Jeziorem Kruteckim” (29,0)
U	Miłkowo	Lubasz	1997	Łąki i pastwiska na glebach Puszczy Noteckiej (2,46)

U — użytk ekologiczny

szypułkowe (Protazy, Gerwazy, Damazy), wiąz szypułkowy (Walenty); Ogorzałe (leśniczówka) — dąb szypułkowy ok. 300 lat.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 24 stycznia 2002 r.

Katarzyna STRZEMIŃSKA: **Gospodarka surowcami i możliwości poszerzenia bazy zasobowej w powiecie czarnkowsko-trzcianeckim, na podstawie *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski* w skali 1:50 000**

Arkusze *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski* w skali 1:50 000 wchodzące w obręb powiatu czarnkowsko-trzcianeckiego opracowane zostały w 2001 roku w Oddziale Górnoślaskim Państwowego Instytutu Geologicznego w Sosnowcu, a także w Katowickim Przedsiębiorstwie Geologicznym i Przedsiębiorstwie Geologicznym w Kielcach.

Na obszarze powiatu czarnkowsko-trzcianeckiego udokumentowano 1 złożę węgla brunatnego, 24 złoża kruszywa naturalnego, 4 złoża piasków kwarcowych, 2 złoża surowców ilastych ceramiki budowlanej i 1 złożę kredy jeziornej.

Spośród 24 złóż kruszywa naturalnego (piasków i żwirów) o udokumentowanych zasobach przekraczających 25 mln ton, 7 jest obecnie eksploatowanych. Najwięcej surowca wydobywa się ze złóż: „Walkowice”, „Lubcz Mały KJ” i „Klempicz”. Surowiec ten wykorzystywany jest przede wszystkim w budownictwie i do budowy dróg. Eksploatacja 9 złóż została zaniechana. Część wyrobisk, a zwłaszcza te położone na gruntach lasów państwowych, została zrekultywowana, natomiast niektóre służą jako nielegalne wysypiska śmieci. Na obszarze powiatu znajduje się kilkadziesiąt małych odkrywek kruszywa naturalnego. Niektóre z nich, a zwłaszcza te położone wzdłuż krawędzi erozyjnej terasy Noteci są okresowo eksploatowane. Około 18 mln ton stanowią zasoby złóż dotąd niezagospodarowanych.

Na obszarze powiatu czarnkowsko-trzcianeckiego udokumentowano 4 złoża piasków kwarcowych. Łączne zasoby tego surowca przekraczają 16 mln m³. Eksploatuje się obecnie tylko złożę „Piła-Jezioro Piaszczyste”, a jego roczne wydobycie wynosi około 44 tys. m³. Pozyskiwany tutaj surowiec służy do produkcji betonów komórkowych. Zagospodarowanie pozostałych złóż piasków kwarcowych utrudnia fakt, iż znajdują się one na terenach leśnych.

W powiecie zlokalizowane są także dwa złoża surowców ilastych ceramiki budowlanej „Folsztyn” i „Folsztyn II”, w których kopalinę użyteczną stanowią plioceńskie iły warwowe. Ze względu na wyczerpanie zasobów, bądź niekorzystne parametry złoża, eksploatacja kopaliny została zaniechana i obecnie obydwa złoża przeznaczone są do wybilansowania. Złożę kredy jeziornej „Wrząca” było eksploatowane w latach 90-tych. Kopalina wykorzystywana była w rolnictwie jako naturalny nawóz wapniowy. Po eksploatacji surowca pozostało kilka zawodniowych wyrobisk, możliwych do wykorzystania jako stawy hodowlane.

Na obszarze powiatu znajduje się duże złożę węgla brunatnego „Trzcianka”, o powierzchni 9161 ha i zasobach przekraczających 300 mln ton. Jego odkrywkowa eksploatacja jest jednak raczej mało prawdopodobna, ponieważ pociągnęłaby za sobą znaczną degradację środowiska naturalnego. Na podstawie prac poszukiwawczych prowadzonych w latach 80-tych, w sąsiedztwie udokumentowanego złoża wyznaczono obszar perspektywiczny występowania węgla brunatnego.

W latach 70-tych i 80-tych w powiecie czarnkowsko-trzcianeckim prowadzono prace poszukiwawcze ukierunkowane głównie na znalezienie kruszywa przydatnego dla drogownictwa, a także w mniejszym zakresie surowców ilastych. Poszukiwania złóż kruszywa naturalnego skoncentrowały się w obrębie pradoliny Noteci, a także na terenach wzgórz morenowych, równin sandrowych, kemów i ozów. Na podstawie uzyskanych

wyników wyznaczono kilka obszarów perspektywicznych występowania piasków oraz piasków ze żwirami. Kruszywo może nadawać się do wykorzystania w budownictwie lub drogownictwie.

Poszukiwania surowców ilastych prowadzone były na obszarze wysoczyzny morenowej zbudowanej z glin zwałowych złodowaceń środkowo- i północnopolskich. Większa część prowadzonych prac nie dała oczekiwanych rezultatów. Badane obszary okazały się negatywne pod względem występowania surowców ilastych, lub też stwierdzono występowanie kopaliny o złych parametrach jakościowych.

W pradolinie Noteci w latach pięćdziesiątych i sześćdziesiątych prowadzono poszukiwania złóż torfu, czego efektem było wykonanie wielu dokumentacji geobotanicznych torfowisk. W oparciu o te opracowania na obszarze powiatu wyznaczono kilkadziesiąt obszarów perspektywicznych występowania tego surowca, o powierzchniach od kilku do kilkudziesięciu, a nawet kilkuset hektarów. Największy z nich, Radolin ma dwa pola o powierzchniach 320 i 570 ha. Poniżej torfów często występuje gytia węglanowa lub organiczna, co stwarza możliwości udokumentowania złóż kredy jeziornej.

Znaczne tereny powiatu zajmują lasy oraz obszary chronione pod względem przyrodniczym i krajobrazowym, co utrudnia podjęcie eksploatacji już udokumentowanych złóż i w dużym stopniu ogranicza możliwości poszerzenia istniejącej bazy zasobowej.

W dyskusji brali udział: J. Bugała, A. Karwasiecka i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 24 stycznia 2002 r.

Jolanta MARKIEWICZ: Przejawy metasomatycznej feldspatyzacji potasowej i biotytyzacji skał intruzywnych rejonu Myszkowa

W profilu Cu-Mo-W złoża Myszków stwierdzono przestrzenny związek mineralizacji miedziowo-porfirowej z przeobrażeniami hydrotermalnymi skał.

Przeobrażenia hydrotermalne wykazują strefowość pionową i poziomą zgodną ze schematem przedstawionym przez Lovella i Gilberta (1970) dla formacji miedziowo-porfirowych złóż SW Ameryki Północnej. W modelu tym centralną, wewnętrzną partię zajmuje metasomatoza potasowa, na zewnątrz występuje strefa fyllityzacji i kolejno strefa argilityzacji i propilityzacji. Najogólniej ze strefami tymi koreluje się mineralizacja Mo, Cu-Mo, Zn-Pb.

Przedmiotem prezentowanych badań są przeobrażenia skał magmowych w wyniku feldspatyzacji potasowej i biotytyzacji związane głównie z zespołem molibdenitowym mineralizacji molibdenowej (Ślósarz, 1993).

Badania wykonano w ramach tematu „Kontakty i brekcja intruzyjna granitoidów mrzygódzkich z ich paleozoiczną osłoną”. Ich wyniki zostały przedstawione w formie

posteru prezentowanego na międzynarodowej konferencji SGA-SEG, która odbyła się w sierpniu 2001 roku w Krakowie.

Skały magmowe (granitoidy) objęte przeobrażeniami potasowej feldspatyzacji odróżniają się wyraźnie od niezmiennionych, różowym bądź ceglasto-różowym zabarwieniem. Pochodzi ono od uwalnianego z zastępowanych minerałów żelaza, utlenionego i rozproszonego w formie pyłu w minerałach neomorficznych.

Na przykładzie granitoidu z otworu Pz-33 autorka przedstawiła charakterystykę granitoidów zmienionych wskutek K-feldspatyzacji. Stanowią one nieregularne strefy o miąższości od kilku do kilkadziesiąt centymetrów (max. 60 cm). Przeobrażenia obejmują całą skałę i w odróżnieniu od przeobrażeń potasowych kolejnych stadiów nie wykazują związku ze spękaniami. Cechą charakterystyczną zmetasomatyzowanej skały jest często porowata tekstura. Dość licznie spotykane są impregnacyjne lub szlirowe formy wtórnego (hydrotermalnego) biotytu.

W budowie zmetasomatyzowanego granitoidu dominuje skaień potasowy, który stanowi główny składnik drobnodziarnistego ciasta skalnego oraz tworzy większe ksenoblastyczne ziarna o średnicach około 1–2 mm, max. do około 8 mm. Jest on na ogół silnie zmętniały oraz wykazuje nierówne, plamiste wygaszanie światła, spowodowane prawdopodobnie niepełnym zasymilowaniem reliktowych wrostków plagioklaz. Podrzednymi składnikami są plagioklaz, łuszczyki oraz kwarc.

W celu określenia metasomatycznego oddziaływania alkalicznych roztworów hydrotermalnych przeprowadzono badania składu chemicznego wyselekcjonowanych skaleni potasowych i biotytów, minerałów charakterystycznych dla przeobrażeń potasowych. Dotychczas badania takie nie były prowadzone. Analizy wykonano za pomocą mikroskopy elektronowej w Zakładzie Petrologii PIG w Warszawie pod kierunkiem mgr E. Starnawskiej.

Głównym minerałem żelaza i magnezu w zbadanych skałach magmowych jak i skałach osłony jest biotyt. Wykonano 18 analiz biotytów głównie ze skał magmowych i kilka ze skał otaczających. Ich pozycję przedstawiono na diagramie klasyfikacyjnym annit-flogopit-eastonit-syderofyllit. Odmienne położenie od większości analizowanych biotytów zajmuje na wymienionym diagramie biotyt, tworzący szliry w zmetasomatyzowanym granitoidzie z otworu Pz-33. Wzór strukturalny tego biotytu przedstawia się następująco: $(K_{1,23} Na_{0,02}) (Fe_{0,76} Mg_{2,15} Al_{0,35} Ti_{0,17} Mn_{0,02}) (OH)_2 O_{10} (Al_{0,80} Si_{3,20})$.

Dane literaturowe wskazują, że stosunek Fe do Mg ulega obniżeniu w biotytach ze skał granitoidowych, w których zaznaczył się proces metasomatozy, tym bardziej im silniejsze są jego przejawy.

Zbadany biotyt odpowiada biotytom pochodzenia hydrotermalnego (Mason, 1978) dla których typowe są wysokie stosunki Mg/Mg+Fe (rzędu 0,7–0,8) oraz spadek zawartości Ti od centrum do brzegów ziarna. Przeprowadzone badania chemizmu biotytu różnych generacji świadczą o tym, że pierwotny (?) magmowy biotyt, bogaty w tytan (0,3–0,4 atomu Ti na jednostkę wzoru strukturalnego) został w wyniku procesów przeobrażeniowych wzbogacony w Mg iubożony w Ti i Fe. W asocjacji z pomagmowym biotytem występują minerały Ti (głównie rutyl) oraz siarczki i tlenki żelaza.

Zbadano skład chemiczny skaleni potasowych, tworzących drobnodziarniste ciasto skalne oraz większe ksenomorficzne ziarna w granitoidach.

Wzór strukturalny skalenia potasowego obliczony z analizy chemicznej jest zbliżony do jego składu teoretycznego. Udział cząsteczki ortoklazowej jest zróżnicowany w zakresie $Or = 72,0\text{--}99,7\%$, przy czym najwyższe dotyczą skał pochodzących z granitoidów części centralnej intruzji.

Skład chemiczny skalenia $[(K_{0,318} Na_{0,469} Ca_{0,092} (Al_{1,232} Si_{2,756}) O_8)]$ występującego pomiędzy reliktem plagioklaz $[(K_{0,038} Na_{0,557} Ca_{0,313} (Al_{1,232} Si_{2,756}) O_8)]$ i neomorficznym skałeniem potasowym $[(K_{0,895} Na_{0,066} Ca_{0,005} (Al_{0,884} Si_{3,094}) O_8)]$ wskazuje na wypieranie plagioklaz przez skałen potasowy.

Wzór strukturalny ujmujący zakres zróżnicowania chemicznego badanych skałen potasowych przedstawia się następująco: $K_{0,895\text{--}1,084} Na_{0,006\text{--}0,245} Ca_{0,000\text{--}0,005} (Al_{0,884\text{--}1,041} Si_{2,946\text{--}3,322}) O_8$

Przedstawione wyniki badań minerałów typomorficznych mają charakter wstępny i niewielki zakres, ograniczony do strefy przeobrażeń potasowych. Uzyskane rezultaty wskazują na możliwość wykorzystania biotyту do rozróżnienia strefowości metasomatycznej, która obok strefowości geochemicznej i mineralogicznej ma główne znaczenie wśród kryteriów poszukiwawczych formacji porfirowych złóż miedzi i molibdenu.

W dyskusji brali udział: R. Habryn, K. Lasoń, M. Markowiak, B. Ptak, M. Truszel i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 31 stycznia 2002 r.

Lidia RAZOWSKA-JAWOREK: Światowe trendy w hydrogeologii przedstawione na XXXI Kongresie Międzynarodowej Asocjacji Hydrogeologów w Monachium

Autorka omówiła najważniejsze problemy przedstawione podczas XXXI Kongresu Międzynarodowej Asocjacji Hydrogeologów (IAH) po tytule "New approaches to characterising groundwater flow", w którym czynnie brała udział we wrześniu 2001 r. Uczestniczyło w nim 450 hydrogeologów z całego świata. Wygłoszono 180 referatów oraz zaprezentowano 170 posterów, które zgrupowane były w siedmiu sekcjach tematycznych dotyczących m.in.: znaczników w wodach podziemnych, modelowania przepływu wód podziemnych i transportu zanieczyszczeń, ochrony wód podziemnych, badań polowych i monitoringu wód podziemnych, wykorzystania metod oceny ruchu wód podziemnych oraz hydrogeologii ośrodków szczelinowych i krasowych.

Podczas sesji inauguracyjnej przedstawiono kilka referatów dotyczących światowych trendów w hydrogeologii. Prezentowane były przez znanych hydrogeologów m.in. S. Fosterą czy P. Youngera. W sekcji dotyczącej wykorzystania znaczników w hydrogeologii wygłoszono kilka ciekawych referatów, m.in. przedstawiono wykorzystanie najnowszych metod znacznikowych, np. bakterii jako znaczników, jak również koloidów (mikrosfery, biokoloidy), gazów (np. helu, argonu czy kryptonu), FS_6 oraz gadoliny jako nowego znacznika przy badaniu dopływu ścieków do wód podziemnych. Rosjanie przedstawili

wykorzystanie rozprzestrzeniania się radionuklidów z wybuchu w Czarnobylu jako znaczników środowiska. Szwajcarzy przedstawili wykorzystanie izotopów ^3H – ^3He dla określania wieku wód podziemnych oraz w celu charakterystyki warunków zasilania poziomów wodonośnych. W związku z rozwojem genetyki, wspomniano też o roli DNA jako znacznika. Natomiast zaproponowano usunięcie z listy znaczników rodaminy, jako substancji nieobojętnej dla środowiska wodnego.

Kolejnym, rozległym tematem była ochrona wód podziemnych. Wiele uwagi poświęcono problematyce zanieczyszczeń organicznych, np. benzen, fenole, pestycydy i wirusy, jak również pochodzących z działalności rolniczej azotanów. Kilka referatów dotyczyło zanieczyszczenia wód podziemnych w rejonach zurbanizowanych, które pochodzić może z nieszczelnej kanalizacji (źródło SO_4 , NO_3 i Cl w wodach podziemnych) oraz z ocieków z wysypisk i składowisk odpadów.

Podczas kongresu zostały przedstawione nowatorskie metody badawcze i ich wykorzystanie w hydrogeologii (np. znaczniki koloidowe czy nowe aplikacje komputerowe), jak również przedstawiono nowe dziedziny badań hydrogeologicznych, np. termin „hydrotektonika” — związany z badaniami przepływu wód w skałach szczelinowych.

Autorka pragnie zwrócić uwagę, że obecnie, na całym świecie, najbardziej cenione są badania kompleksowe, integrujące różne techniki badawcze w celu charakterystyki danego zjawiska, np. wykorzystanie modelowania, badań izotopowych oraz mikrobiologicznych przy analizie rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń w wodach podziemnych czy badaniu przepływu wód. Wyniki tego typu badań były również prezentowane podczas kongresu.

W dyskusji brali udział: A. Zdanowski, A. Pacholewski, J. Wagner i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 7 lutego 2002 r.

Krzysztof LASON, Marek MARKOWIAK: Geochemiczno-mineralogiczne przesłanki wystąpienia złoża porfirowego w okolicach Żarek

Głównym celem przeprowadzonych badań geochemicznych była ocena możliwości wystąpienia złoża porfirowego w okolicach Żarek, poprzez porównanie stwierdzonych w tym obszarze anomalii geochemicznych do strefowości porfirowego złoża Cu-Mo-W Myszków, leżącego około 8 km na południe od badanego rejonu.

Określono zawartości 21 pierwiastków, uznanych w trakcie opracowywania modelu geochemicznego złoża Myszków za wskaźnikowe dla mineralizacji porfirowej, w 62 próbkach skał wendyjsko-dolnokambryjskich. W badanym rejonie stwierdzono występowanie stref o anomalnych zawartościach Cu, W, Mo, Ag, As, Pb, Zn, Bi oraz K, Ba i Mn. Maksymalne, oznaczone w próbkach z tego rejonu zawartości Cu wynoszą 0,15%, Pb i Zn — 3,0%, W — 530 ppm, Mo — 200 ppm, As — 800 ppm, Ag — 56 ppm, Bi — 8 ppm.

Mineralizacja i przeobrażenia hydrotermalne skał stwierdzone w okolicach Żarek wykazują duże podobieństwa do zewnętrznych stref porfirowego złoża Myszków, co sugeruje możliwość wystąpienia w podłożu tego obszaru intruzji kwaśnych skał magmowych i związanej z nią mineralizacji porfirowej. Przy założeniu, że poszukiwana intruzja ma wymiary zbliżone do intruzji z Myszkowa, centralnej części ewentualnego ciała rudnego należy poszukiwać w podłożu strefy pomiędzy otworami 133-Ż a 45 BN, na głębokości 950–1350 m od powierzchni. Uzyskane dane geochemiczne sugerują większą od złoża Myszków wolframoność i złotoność tej mineralizacji.

Przy poszukiwaniach złóż porfirowych szczególną uwagę należy zwracać na badanie brekcji, a szczególnie brekcji spojonych węglanami, barytem i niekiedy fluorytem, w których na skutek późniejszych, pominalizacyjnych procesów hydrotermalnych, gromadzą się wszystkie obecne w badanym rejonie pierwiastki rudne.

Po raz pierwszy w rejonie udało się stwierdzić wyraźną strefowość zabarwienia skał prekambryjskich, uwarunkowaną intensywnością przeobrażeń termiczno-metasomatycznych zachodzących pod wpływem wspomnianej intruzji magmowej. Centralna część badanego obszaru, o promieniu około 1 km (na powierzchni podtriasowej) charakteryzuje się ciemnoszarym i czarnym zabarwieniem skał (efekt procesów biotytyzacji). W strefie pośredniej, w odległości około 1–2 km od centrum, występują skały podobne litologicznie, lecz o szaro-zielonym zabarwieniu. Kolejna strefa w odległości powyżej 2 km od centrum charakteryzuje się jasnoszaro-zieloną barwą skał.

W badanym obszarze wyróżniono trzy etapy powstawania mineralizacji kruszcowej: I — wysokotemperaturowy (charakterystyczne minerały — magnetyt, ilmenit, pirotyn) II — wysoko i średniotemperaturowy (głównie piryt, chalkopiryt, markasyt, pirotyn, galena, sfaleryt), III — niskotemperaturowy (galena, sfaleryt, chalkopiryt, piryt, markasyt, anglezyt, minerały bizmutu). Charakter tej mineralizacji, oraz przeobrażeń hydrotermalnych skał wskazuje na genetyczne podobieństwo z przejawami waryscyjskiej mineralizacji poznanej w rejonie Myszkowa.

W dyskusji brali udział: A. Drabek, A. Pacholewski, M. Truszel, A. Zdanowski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 7 marca 2002 r.

Małgorzata TRUSZEL: Wstępne podsumowanie wyników badań utworów skarnowych w rejonie krakowsko-lublinieckim

Referat stanowi krótkie podsumowanie wyników badań petrograficznych utworów skarnowych pochodzących z trzech rejonów: Myszkowa, Koziegłów i Zawiercia. Utwory te są ważne ze względu na towarzyszącą im bogatą mineralizację kruszcową, która może mieć znaczenie złożowe.

Badane rejonu zlokalizowane są w bezpośrednim sąsiedztwie strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec. Rejon Myszkowa i Zawiercia położony jest na stronie bloku małopolskiego, a rejon Koziegłów po stronie bloku górnośląskiego.

Utwory skarnowe w badanych rejonach powstały w procesie metamorfizmu termiczno-metasomatycznego głównie skał węglanowych (ordowickich, sylurskich i dewońskich), podrzędnie skał ilastych (wend–dolny kambry).

Badania makroskopowe oraz mikroskopowe pozwalają zaklasyfikować badane skały do egzokarnów (Einaudi i Burt, 1982).

Występują one w strefach oskarnowania wynoszących od kilku centymetrów do kilkudziesięciu metrów (np. w otworze 16-WB) w bezpośrednich kontaktach ze skałami magmowymi lub częściej w strefach oddalonych od nich o kilka lub kilkadziesiąt metrów. Ukształtowane są w różne formy: soczewkowate, impregnacyjne, gniazdowe lub żyłowe.

Makroskopowo utwory te wykazują różne zabarwienie od beżowego poprzez brązowe, jasnozielone lub ciemnozielone.

Na podstawie badań mikroskopowych wyróżniono główne typy skał przyjmując za kryterium podziału udział minerałów typomorficznych. Są to skarny: granatowe, piroksenowe, amfibolowe, talkowo-serpentinowe, skarnopodobne skały i marmury. Często obserwuje się wzajemne przejścia poszczególnych odmian skalnych, co powoduje niejednokrotnie trudności w ustaleniu nazewnictwa skał.

Skarny granatowe powstałe w najwyższych temperaturach ~500°C, wg Żarikowa (1970) występują w formie kilkumetrowych wkładek i gniazd o brunatnym zabarwieniu w otworach wiertniczych RK-1, 2 i Pz-10. Zbudowane są z ksenoblastycznego granatu należącego do andradytu, występującego na ogół w zwartej masie, który niekiedy poprzątkany jest blastami kwarcu i chlorytu.

Skarny piroksenowe powstałe w temperaturach 450–500°C, wg Żarikowa (1970) tworzą nieregularne, zbrekcyjne wkładki o zielonkawym zabarwieniu i występują we wszystkich badanych rejonach. Cechuje je heteroblastyczna struktura i nieuporządkowana tekstura. Mineralami głównymi są pirokseny należące do augitu i diopsydu.

Skarny amfibolowe utworzone w temperaturach 350–400°C, wg Żarikowa (1970) również posiadają heteroblastyczną strukturę. Zbudowane są z włóknistych amfiboli z szeregu aktynolitu (aktynolit, ferroaktynolit i tremolit).

Skarnopodobne skały. Do grupy skał skarnopodobnych zaliczono skały ilasto-mułowcowe impregnowane minerałami skarnowymi (występują one w otworach: RK-1, RK-2, RK-3, 24-WB i 37-WB). W grupie minerałów skarnowych spotykane są następujące asocjacje mineralne: piroksen, amfibole, epidot, granat, chloryt.

Marmury. Ostatnią ważną odmianą skał są białoszare marmury, które rozdzielają strefy skarnowe od skał wapiennych, niezmiennych. Zbudowane są one głównie z kalcytu. Charakteryzują się strukturami mozaikowymi. Niekiedy w przestrzeniach, pomiędzy dużymi blastami kalcytu, występuje zgranulowana masa węglanowa o składzie dolomitu.

W wyniku przeprowadzonych badań można stwierdzić, że:

— przeobrażenia metamorfizmu termiczno-metasomatycznego mają przestrzenny związek z występowaniem wartyjskich intruzji kwaśnych skał magmowych (granodiorytów, porfirów dacytowych i ryodacytowych). Są to zmiany egzokontaktowe, a

skarny mają charakter skarnów infiltracyjnych. Przeobrażeniami tymi objęte zostały głównie utwory węglanowe dewonu, syluru, ordowiku i lokalnie skały ilaste wendu-kambru dolnego;

— chemizm minerałów typomorficznych wskazuje, że przeobrażenia metamorfizmu termiczno-metasomatycznego w badanych skałach zachodziły w temperaturze od 350–500°C;

— skały przeobrażone cechują się stałą obecnością okruszczenia. Głównymi minerałami są: piryt, chalkopiryt, magnetyt, pirotyn, sfaleryt, galena;

— pod względem prognoz złożowych najbardziej perspektywiczny obecnie wydaje się rejon Koziegłów (Mysłowa).

W dyskusji brali udział: A. Zdanowski, R. Habryn, K. Lasoń, M. Karwasiecka, J. Markiewicz, M. Markowiak i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 14 marca 2002 r.

Barbara PTAK: Prezentacja arkusza Wągrowiec (*Mapa geologiczno-gospodarcza Polski w skali 1:50 000*)

Obszar arkusza Wągrowiec położony jest w północnej części województwa wielkopolskiego. Pod względem administracyjnym usytuowany jest w gminach: Wągrowiec, Skoki, Mieścisko (wchodzące w skład powiatu wągrowieckiego), Rogoźno (w powiecie obornickim), Budzyn (w powiecie chodzieskim) oraz Murowana Goślina (w powiecie poznańskim).

Lasy zajmują około 27% powierzchni arkusza i porastają równiny sandrowe, częściowo wysoki taras Wełny oraz piaszczyste pagórki moren i kemów. Ważny potencjał zasobów środowiska naturalnego stanowią grunty rolne. Zdecydowana ich większość to grunty chronione wysokich klas bonitacyjnych IIIa, IIIb i IVa. Obniżenia rynien lodowcowych, zagłębień terenowych oraz tarasów niskich dolin rzecznych, zajęte są przez użytki zielone.

Obszar omawianego arkusza należy do prowincji Niżu Środkowoeuropejskiego, podprowincji Pojezierzy Południowobałtyckich i makroregionu Pojezierze Wielkopolskie. Północnozachodnia jego część położona jest w mezoregionie Pojezierze Chodzieskie, natomiast pozostała część w mezoregionie Pojezierze Gnieźnieńskie. Położony jest on w całości w obrębie dorzecza Warty. Główną rzeką obszaru jest Wełna, będąca prawobrzeżnym dopływem rzeki Warta, wraz z jej lewobrzeżnymi dopływami Nielby i Małej Wełny. Od północy dopływają do niej w Wągrowcu wody Strugi Gołanieckiej, a w Rogoźnie Rudki z Dymnicą. Południowa część obszaru obfituje w jeziora pochodzenia lodowcowego. Jezioro Budziszewskie o powierzchni 163 ha jest największym jeziorem w omawianym terenie a najgłębszym Jezioro Rgielskie o głębokości 17,6 m.

Gospodarka gmin ma charakter rolniczy i turystyczny. Struktura użytków, warunki terenowe i struktura własności sprzyjają rozwojowi rolnictwa. Liczne jeziora oraz towarzyszące im lasy dały bazę do rozwoju ośrodków wypoczynkowych. Praktycznie brak

emisji przemysłowych zanieczyszczeń powietrza atmosferycznego oraz niski stopień nagromadzenia uciążliwych odpadów przemysłowych i komunalnych klasyfikuje go do czystych ekologicznie.

Obszar arkusza Wągrowiec położony jest w obrębie niecki mogileńsko-lódzkiej, która jest jednostką synkinalną wypełnioną osadami kredowymi. Osady trzeciorzędowe reprezentowane przez osady paleogenu i neogenu, zalegają dyskordantnie na utworach mezozoicznych. Czwartorzęd stanowią gliny morenowe zlodowaceń południowopolskich, środkowopolskich i bałtyckiego rozdzielone lokalnie seriami żwirowo-piaszczystymi oraz utworami akumulacji rzecznej i zastoiskowej holocenu. Osady czwartorzędowe przykrywają cały obszar arkusza Wągrowiec.

W granicach arkusza udokumentowano 8 złóż kruszywa naturalnego i 2 piasków kwarcowych. Złóża kruszywa naturalnego to złóża czwartorzędowe piasków: „Potuły”, „Cieśle II”, „Cieśle I”, „Potuły-Cieśle”, „Łęgowo”, „Pruście”, „Pruście II” oraz piasków i żwirów „Pokrzywnica”. Czwartorzędowe są również złóża piasków kwarcowych do produkcji cegły wapienno-piaskowej „Sienna” i „Przysieczyn”. Złóża zaliczono do klasy B (konfliktowe) z wyjątkiem złóża „Pruście” i „Przysieczyn”, które zaliczono do klasy A (małokonfliktowe).

Po zakończeniu eksploatacji powstanie zbiornik wodny w wyrobisku Potuły-Cieśle, a wyrobiska Pokrzywnica, Cieśle I, Cieśle II, Łęgowo, Pruście II i Pruście zostaną zrekultywowane na stawy rybne. Wyrobiska Potuły, częściowo Pruście i Łęgowo zostaną zrekultywowane na pola uprawne, a Sienna i Przysieczyn zrekultywowane będą poprzez zalesienie. Z udokumentowanych złóż na obszarze arkusza Wągrowiec dwa złóża są eksploatowane. Są to: złóża kruszywa naturalnego „Potuły” i złóża piasków kwarcowych „Przysieczyn”. Użytkownicy tych złóż posiadają koncesje na eksploatację oraz ustanowione obszary i tereny górnicze. Złóża eksploatowane są odkrywkowo w sposób ciągły. Surowiec wykorzystywany jest na potrzeby lokalnego budownictwa i drogownictwa. Oprócz eksploatacji formalnej prowadzonej w obszarach udokumentowanych złóż, na obszarze arkusza ma miejsce eksploatacja niekoncesjonowana.

Wyznaczono obszary perspektywiczne wystąpienia piasków w rejonie Jankowo oraz piasków kwarcowych w rejonie Sienna. Wyznaczono również obszary perspektywiczne wystąpienia torfów w rejonie Potulic, Studzieniec, Wągrowca, Kakulina, Wymysłowa, Nadmłyna oraz pomiędzy Skokami a Lechlinem.

Wyniki przeprowadzonych badań jakości wód powierzchniowych Wełny i Nielby wykazują III klasę czystości, a Małej Wełny wykazują pozaklasową jakość wód. Za główne źródło degradacji wód Wełny należy uznać ścieki odprowadzane z Wągrowca i Rogoźna. O pozaklasowej jakości wód Małej Wełny zdecydowała saprobowość charakteryzowana przez chlorofil „a”. Wody podziemne poziomów, zarówno trzeciorzędowego jak i czwartorzędowego, charakteryzują się podwyższoną zawartością żelaza i manganu. Wody pierwszego poziomu należą do III klasy jakości. Zróżnicowana zawartość azotanów i azotynów świadczy o trwałym zniszczeniu środowiska wód gruntowych w niektórych rejonach arkusza (Rościno, Skoki, Wągrowiec). Wody poziomu międzyglinowego czwartorzędu w większości ujęć mieszczą się w II klasie jakości. Natomiast wody poziomu mioceńskiego należą do klasy jakości Ib i II. Nie stwierdzono do tej pory zanieczyszczenia antropogenicznego tych wód.

Przedsięwzięcia w zakresie ochrony środowiska powinny iść w kierunku przeciwdziałania negatywnym skutkom związanym z zanieczyszczeniem wód oraz powierzchni ziemi.

W dyskusji brali udział: A. Pacholewski, J. Markiewicz, K. Strzezińska, J. Bugała i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 28 marca 2002 r.

Jan KWARCINŚKI, Sławomir WILK: Projekt badań oceny niekontrolowanej emisji metanu nad wyrobiskami górniczymi likwidowanych metanowych kopalń węgla kamiennego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego — Rybnicki Okręg Węglowy

Niekontrolowana emisja metanu z likwidowanych, silnie metanowych kopalń węgla kamiennego jest faktem niezaprzeczalnym. Zjawisko to, mogące być przyczyną zagrożenia dla bezpieczeństwa powszechnego, jest obserwowane na przykład: w niemieckim Zagłębiu Ruhry, czeskiej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Ostrawa) oraz w angielskim Zagłębiu Northcumberland. Migracja metanu przez górotwór i jego gromadzenie się w przestrzeniach infrastruktury budowlanej (podpiwniczenia budynków, kanały instalacyjne, itp.) stwarza zagrożenia wybuchami mieszaniny metan + powietrze. Wybuchy metanu spowodowane tym zjawiskiem rejestrowano w Republice Czeskiej oraz Wielkiej Brytanii.

Na obszarze likwidowanych, metanowych kopalń GZW niekontrolowana emisja metanu może również występować. Potwierdzeniem tego, są chociażby wyniki badań zawartości metanu w powietrzu podglebowym wykonane na obszarze kopalń: „Moszczenica”, „Jastrzębie” i „1-Maja” w latach 1960–1962, a więc w początkowym okresie eksploatacji złóż węgla w tych kopalniach. Na obszarze badań stwierdzono znaczne zróżnicowanie koncentracji metanu w powietrzu podglebowym, od 0–6%, przy poziomie tła w przedziale 0–0,2%. Zgodność rozmieszczenia anomalnie wysokich (pow. 1%) koncentracji metanu w powietrzu podglebowym z przebiegiem uskoków karbońskich oraz metanowością wyrobisk górniczych wskazuje, że metan pochodzi z utworów karbonu.

Eksploatacja węgla (prowadzona głównie na zawał) i spowodowane nią odkształcenie i odwodnienie górotworu doprowadziły niewątpliwie do zwiększenia jego drożności dla migrującego gazu. Likwidacja tych kopalń, a zwłaszcza zaprzestanie wentylacji i odwadniania wyrobisk górniczych prowadzi do podniesienia poziomu wód złożowych oraz intensyfikacji niekontrolowanej migracji gazów kopalnianych (w tym metanu) ku powierzchni ziemi. Równocześnie rozszczelnienie górotworu wywołane eksploatacją, może doprowadzić do przenikania metanu przez warstwy nadkładu do atmosfery.

Celem realizacji prezentowanego projektu jest ocena możliwości występowania na obszarach złóż likwidowanych kopalń węgla kamiennego GZW stref niekontrolowanej migracji metanu, stwarzających zagrożenie dla bezpieczeństwa powszechnego. Strefy migracji metanu (zagrożeń) będą lokalizowane na drodze pośredniej, poprzez badanie zawartości metanu w powietrzu podglebowym.

Do analizy wytypowano obszary złóż węgla kamiennego likwidowanych (bądź zlikwidowanych) kopalń: „Żory”, „Morcinek” oraz ruch „1-Maja” kop. „Marcel” i ruch „Moszczenica” kop. „JAS-MOS” zlokalizowane w południowej części GZW. Zgodnie z projektem pomiary zawartości metanu w powietrzu podglebowym zostaną wykonane w ręcznie wierconych otworach o głębokości około 2,0 m, zlokalizowanych wzdłuż sześciu wytyczonych linii pomiarowych o łącznej długości około 5000 m. Linie pomiarowe i poszczególne punkty wyznaczono na podstawie analizy:

- głębokości zalegania stropu karbonu — miąższości nadkładu karbonu,
- przebiegu stref tektonicznych,
- zasięgu eksploatacji i sumarycznej miąższości eksploatacji węgla kamiennego,
- lokalizacji otworów wiertniczych w których stwierdzono objawy metanu wolnego.

Dodatkowo dla obszarów złóż „Moszczenica” i „1-Maja” uwzględniono:

- rozmieszczenie podwyższonych koncentracji metanu w powietrzu podglebowym (zawartość metanu > 1,0%) — pomiary z lat 1960–62,
- lokalizację wyeksploatowanego złoża gazu „Markłowice”.

Wykonanie pomiarów zawartości metanu w powietrzu podglebowym umożliwi ocenę wpływu poszczególnych czynników geologiczno-górnictwowych na niekontrolowaną emisję metanu.

W chwili obecnej referowany projekt jest w początkowej fazie realizacji, przy czym ograniczenia finansowe spowodowały rezygnację z wykonania pomiarów na obszarze złoża węgla kamiennego „Morcinek”. Temat jest wykonywany wspólnie przez Oddział Górnośląski PIG oraz Fraunhofer Institut UMSICHT, Oberhausen, Niemcy.

W dyskusji brali udział: B. Gajowiec, M. Karwasiecka, J. Jureczka, A. Pacholewski, M. Guzik i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 5 września 2002 r.

Zbigniew BUŁA, Marek MARKOWIAK, Ryszard HABRYN: Geologiczne uwarunkowania wystąpień mineralizacji kruszcowej w regionie krakowsko-lublinieckim

W regionie krakowsko-lublinieckim, w latach 1955–1992 wykonano liczne wiercenia służące początkowo rozpoznaniu triasowych złóż Zn-Pb, a w okresie późniejszym (po 1970 roku) również mineralizacji polimetalicznej (Cu-Mo-W), której wystąpienia ograniczone są do utworów paleozoicznych i prekambryjskich. Początkowo rozwój tej mineralizacji wiązano z orogenezą kaledońską (tzw. kaledoński orogen krakowidów). Ostatnio dla regionu krakowsko-lublinieckiego został opracowany nowy model budowy geologicznej paleozoiku, oparty w głównej mierze na badaniach litostratygraficznych dolnego paleozoiku. Na tej podstawie wykazano, że w regionie tym kontaktują bezpośrednio bloki (masywy, terrany) małopolski i górnośląski, wzdłuż wąskiej strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec, o szerokości około 0,5 km.

Na wspomniany model budowy geologicznej paleozoiku zostały naniesione otwory wiertnicze, w których stwierdzono mineralizację polimetaliczną (Cu-Mo-W). Na tym tle wykazano, że jej wystąpienia, podobnie jak obecność ciał granitoidowych z którymi jest związana, ograniczają się wyłącznie do krawędziowej części bloku małopolskiego przylegającej do strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec. W tej części bloku małopolskiego osady dolnopaleozoiczne i prekambryjskie występują bezpośrednio pod pokrywą osadów mezozoicznych.

Rozpoznanie mineralizacji polimetalicznej występującej w skałach dolnopaleozoicznych i prekambryjskich w krawędziowej części bloku małopolskiego jest bardzo nierównomierne. Badania przeprowadzone wyłącznie w celu rozpoznania tego typu mineralizacji zostały skoncentrowane w kilku niewielkich powierzchniowo rejonach: Doliny Będkowskiej, Pilicy, Zawiercia, Myszkowa–Mrzygłodu i Mysłowa.

W rejonie Doliny Będkowskiej mineralizację polimetaliczną stwierdzono w 9 otworach wiertniczych w utworach dolnopaleozoicznych i prekambryjskich. Otworami tymi napotkano także liczne intruzje skał magmowych — diabazy, andezyty, porfiry i granodioryty. Najciekawsze przejawy mineralizacji kruszcowej Cu-Mo napotkano w otworach WB-55, WB-102A, WB-102, WB-58. Do głównych minerałów kruszczowych należą: piryt, chalkopiryt, molibdenit, hematyt, magnetyt, pirotyn i sfaleryt.

W rejonie Pilicy mineralizację polimetaliczną stwierdzono w kilkunastu otworach wiertniczych w utworach prekambru. Na głębokości około 400 m nawiercono kopulastą intruzję granodiorytu. Stwierdzono tu stosunkowo ubogie przejawy mineralizacji kruszcowej, głównie w otworach WB-111, WB-115 i KH-3. Dominującymi kruszczami są: piryt, chalkopiryt i pirotyn.

Rejon Zawiercia charakteryzuje się najbardziej złożoną budową geologiczną. Na anchime-tamorficznych skałach prekambru zalegają tu niezgodnie węglanowe osady ordowiku i dolnego syluru, następnie drobnoklastyczne osady syluru, klastyczne osady dolnego dewonu a na nich węglanowe osady dewonu środkowego i górnego. Skały te zostały rozcięte licznymi intruzjami skał magmowych: monzonitu kwarcowego, granodiorytu i porfirów ryolitowych i ryodacytowych. Zarówno w skałach węglanowych dewonu, jak i w węglanach ordowiku i dolnego syluru utworzyły się liczne ciała skarnowe, niekiedy bogato okruszczowane (ZMZ-9, ZMZ-7, ZMZ-13, RK-1). W pozostałych nawierconych formacjach skalnych mineralizacja kruszczowa ma charakter impregnacyjno-żyłowy. Głównymi minerałami rudnymi są piryt i chalkopiryt, rzadziej magnetyt, pirotyn, sfaleryt, arsenopiryt, molibdenit i in.

W rejonie Myszków–Mrzygłód wyróżnia się wąska intruzja granodiorytu, wydłużona w kierunku NW–SE, równoległym do strefy Kraków–Lubliniec. Występują tu również bardzo liczne intruzje porfirów dacytowych i ryolitowych, oraz diabazy, lamprofiry i trachyandezyty. Odwiercono tu ponad 50 otworów wiertniczych w których stwierdzono mineralizację polimetaliczną. Mineralizacja Cu-Mo-W jest tu bogata i ma charakter złożowy. Maksymalna średnia zawartość Cu (liczona w interwałach o miąższości powyżej 10 m) wynosi 0,85%, Mo — 0,32% a W — 0,21%. Głównymi minerałami rudnymi są chalkopiryt, piryt, molibdenit i scheelit.

Rejon Mysłowa zbudowany jest z blokowo wypiętrzonych klastyczno-węglanowych osadów ordowiku (formacja z Bibieli) przykrytych węglanowymi osadami dewonu, rozciętych diabazami i porfirami dacytowymi i ryolitowymi. Mineralizacja kruszczowa

koncentruje się tu w skarnach i metasomatytach, a głównymi minerałami rudnymi są: piryt, chalkopiryt, sfaleryt, galena, molibdenit, magnetyt, markasyt i pirotyt.

Do cech wspólnych, charakterystycznych dla wszystkich w/w rejonów należą:

- położenie w zachodniej, krawędziowej części bloku małopolskiego,
- związek z magmatyzmem granitoidowym, z reguły z licznymi intruzjami porfirów,
- podobne przeobrażenia hydrotermalne: feldszpatyzacja, serycytyzacja, chlorytyzacja, sylifikacja i in.,
- zbliżone formy występowania mineralizacji kruszcowej, mineralizacja impregnacyjno-żyłowa (sztokwerki), głównie żyłki kwarcowo-skaleniove, wyjątkowo skarny i metasomatyty,
- waryscyjski wiek mineralizacji.

Dotychczas uzyskane dane i istniejące przesłanki zdają się wskazywać, że przejawów mineralizacji polimetalicznej i być może znacznie bogatszych koncentracji niż dotychczas stwierdzone, można się spodziewać na całym obszarze obejmującym krawędziową część bloku małopolskiego, od Lublińca po Kraków.

W dyskusji brali udział: A. Pacholewski, J. Kwarciański, H. Jurczak-Drabek i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 3 października 2002 r.

Jolanta MARKIEWICZ: Chemizm minerałów typomorficznych bazytów strefy uskoku Kraków–Lubliniec

Referat został przygotowany na podstawie badań prowadzonych w ramach tematu statutowego PIG pt: „Główne cechy rozwoju magmatyzmu w krawędziowych częściach bloku górnośląskiego i małopolskiego”.

Jedną z najciekawszych struktur tektonicznych w południowej Polsce jest strefa Kraków–Lubliniec, oddzielająca blok górnośląski od bloku małopolskiego. Jest ona przypuszczalnie prekambryjskim szwem tektonicznym, utrzymującym aktywność przez cały fanerozoik i wpływającym na przebieg procesów geologicznych po obu jej stronach.

Badaniami objęto minerały skał bazytowych (głównie diabazów) stwierdzonych otworami wiertniczymi w krawędziowych częściach obu wyżej wymienionych bloków. Były to otwory: 16-WB, 24-WB, 47-WB, WB-86, WB-137, Ż-145, Pz-10, A-4 i Sułoszowa IG 1.

W badanym obszarze skały bazytowe intrudowały głównie w utwory kambru, ordowiku i syluru, tworząc zróżnicowanej miąższości (max. około 90 m) hipabisalne i subwulkaniczne ciała intruzyjne. Skały te wykazują zróżnicowanie struktur i składu mineralnego. W ich budowie dominują plagioklasy oraz pirokseny. Pirokseny powszechnie zastępowane są przez amfibole (hornblenda uralitowa) lub inne minerały wtórne. Akcesoryczne i poboczne minerały pierwotne reprezentowane są przez: apatyt, ilmenit, magnetyt, tytanit, kwarc, niekiedy skałen potasowy.

Szczególny nacisk położono na badanie glinokrzemianów Fe–Mg, ponieważ precyzyjne analizy chemiczne tych minerałów stwarzają możliwość wykorzystania ich jako wskaźników petrogenetycznych.

Przedstawiono wyniki badań składu chemicznego dwóch grup minerałów femicznych pospolicie występujących w badanych skałach, mianowicie piroksenów i amfiboli.

Analizy ilościowe wykonano na rentgenowskiej mikrosondzie energetycznej typu *EDS Link ISIS* współpracującej z mikroskopem skaningowym firmy *JEOL JMS 0035*. Warunki analizy były następujące: napięcie przyspieszające — 20 kV, czas analizy — 50 s, metoda korekcyjna — ZAF. Analizy przeprowadziła mgr E. Starnawska.

Chemizm piroksenów określono na podstawie 18 wyników analiz. Minerały tej grupy to wyłącznie klinopirokseny, ogólnie ubogie w Al_2O_3 ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,18\text{--}5,28\%$ wag., najczęściej około 1 % wag.), odznaczające się przewagą magnezu nad żelazem i zawierające niewielkie ilości K i Na podstawiającego Ca. Wyniki analiz przeliczone w celu utworzenia wzorów strukturalnych piroksenów świadczą o tym, że jest to grupa minerałów o stosunkowo małym zróżnicowaniu; dość wysokich zawartościach Ca (od 0,7 do ~1,0 atomu na jednostkę wzoru strukturalnego) oraz $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe} = (0,60\text{--}0,70)$.

Obliczone udziały cząsteczek enstatytu, ferrosylitu i wollastonitu, naniesione na diagram klasyfikacyjny klinopiroksenów wg Morimoto (1988), wskazują na przynależność zbadanych piroksenów do szeregu augitu i diopsydu.

Zbadane augity w stosunku do diopsydów mają bardziej skomplikowany skład (wzbogacony w glin), co uwidaczniają zestawione wzory strukturalne tych minerałów z diabazu z otworu A-4:

1. $(\text{K}_{0,014} \text{Na}_{0,122} \text{Ca}_{0,732}) (\text{Mg}_{0,601} \text{Fe}_{0,360} \text{Ti}_{0,016} \text{Cr}_{0,009} \text{Al}_{0,155}) [\text{Al}_{0,079} \text{Si}_{1,921}] \text{O}_6$
2. $(\text{K}_{0,009} \text{Na}_{0,023} \text{Ca}_{0,940}) (\text{Mg}_{0,730} \text{Fe}_{0,336} \text{Ti}_{0,021} \text{Mn}_{0,011}) [\text{Al}_{0,091} \text{Si}_{1,899}] \text{O}_6$

Wyniki badania chemizmu amfiboli oparte na 13 analizach chemicznych, przeliczone i sklasyfikowane wg zaleceń Leake'a (1978) wykazały, właściwą dla tej grupy minerałów, dużą zmienność chemiczną. Są to w większości amfibole wapniowe o wartości $(\text{Ca}+\text{Na})_{\text{B}} \geq 1,34$ i $\text{Na}_{\text{B}} < 0,67$. W ujęciu klasyfikacyjnym odpowiadają aktynolitowi, aktynolitowej hornblendzie i hornblendzie zwyczajnej.

Wzór strukturalny aktynolitu z diabazu występującego w otworze 24-WB przedstawia się następująco: $(\text{K}_{0,035} \text{Na}_{0,213} \text{Ca}_{2,170}) (\text{Mg}_{2,577} \text{Fe}_{2,203} \text{Ti}_{0,009} \text{Mn}_{0,062}) \text{OH} [\text{Al}_{0,266} \text{Fe}_{0,020} \text{Si}_{7,714}] \text{O}_{22}$

Główne cechy chemiczne zbadanych amfiboli to: wysoka zawartość Ca (1,7–2,3 atomu na jedn. wzoru), niska zawartość alkaliów i Ti oraz silnie zróżnicowane zawartości glinki. Stosunek $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ wynosi od 0,35–0,71 z wyraźną dominacją wartości niższych. Są one zwykle niższe od wartości $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ obliczonych dla klinopiroksenów.

W dyskusji brali udział: K. Lasoń, M. Truszel, J. Wagner, A. Zdanowski i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 10 października 2002 r.

Barbara PTAK: Prezentacja arkusza Chełmża (*Mapa geologiczno-gospodarcza Polski w skali 1:50 000*)

Obszar arkusza Chełmża położony jest na terenie województwa kujawsko-pomorskiego. Największą jego część obejmuje teren powiatu chełmińskiego. Południowa część arkusza położona jest w powiecie toruńskim, północnowschodnia w powiecie wąbrzeskim, a południowowschodnia w powiecie golubsko-dobrzyńskim.

Bardzo ważny potencjał zasobów środowiska naturalnego stanowią grunty orne, zajmujące tu powyżej 90%. Największy wskaźnik udziału gruntów ornich występuje w gminie Papowo Biskupie 98,7%. Zdecydowana ich większość to grunty wysokich klas bonitacyjnych IIIa i IIIb. Obniżenia rynien lodowcowych, zagłębień terenowych oraz dolin rzecznych, wyścielone osadami piaszczysto-żwirowymi oraz osadami torfowymi, zajęte są przez użytki zielone. Obszar arkusza jest bezleśny.

Obszar omawianego arkusza należy do podprowincji Pojezierzy Południowobałtyckich, makroregionu Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie i mezoregionu Pojezierze Chełmińskie. Formy terenu są związane z fazą poznańską oraz subfazami kujawską i krajeńsko-wąbrzeską ostatniego zlodowacenia. Obszar arkusza obfituje w jeziora. Największe i najgłębsze z nich to Jezioro Chełmżyńskie. Deniwelacje terenu są dość znaczne: od 64–88 m n.p.m. na powierzchni jezior do 121 m n.p.m. na szczycie najwyższego pagórka morenowego.

Gospodarka gmin ma charakter rolniczy. Brak zakładów przemysłowych (z wyjątkiem gminy Chełmża) powoduje, że ludność zatrudniona jest głównie w rolnictwie, handlu, gastronomii oraz rzemiośle.

Obszar arkusza Chełmża położony jest na skłonie platformy wschodnioeuropejskiej. Skały paleozoiczne młodszego syluru i dewonu, tworzą tzw. obniżenie toruńskie. Permsko-mezozoiczna pokrywa osadowa tworzy nieckę warszawską. Osady trzeciorzędowe zalegają na utworach mezozoicznych i są często zaburzone glacitektonicznie. Najstarszymi utworami trzeciorzędowymi na arkuszu Chełmża są osady oligoceńskie. Powyżej zalegają osady miocenu, reprezentowane przez: iły i mułki pstre, mułki i piaski z węglem brunatnym. Wkładki i pokłady węgla brunatnego są o miąższości do 5 m i zalegają na głębokości około 40 m w rejonie Głuchowa, oraz na głębokości 100 m w rejonie Kornatowa. Czwartorzęd stanowią utwory akumulacji lodowcowej, wodnolodowcowej i rzecznej plejstocenu oraz rzecznej, zastoiskowej i eolicznej holocenu. Osady czwartorzędowe przykrywają cały obszar arkusza Chełmża.

Przeprowadzone prace poszukiwawcze na obszarze arkusza Chełmża nie dały wyników, które doprowadziłyby do udokumentowania złóż kopalin. Wyznaczono obszary perspektywiczne wystąpienia: piasków w rejonie Warszewic i Parowy Fałęckiej, piasków i żwirów w rejonie Wielkie Czyste i Trzebcz Szlachecki oraz kredy jeziornej w rejonie Cepna, Wichorza, Żyglądu, Kornatowa, Lisewa i Chełmży. Kreda jeziorna występuje w niewielkich zagłębieniach wytopiskowych pod nakładem torfu.

Według informacji Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Bydgoszczy wyniki przeprowadzonych badań jakości wód powierzchniowych: Fryby, Strugi Żaki i Strugi Toruńskiej wykazują pozaklasową jakość tych wód. Największy zakres i skalę przekroczeń notowano w górnym odcinku Strugi Żaki, gdzie ponadnormatywne wartości wykazywały

wskaźniki biogenne, przewodnictwo i chlorofil „a”. Fryba należy do najbardziej zanieczyszczonych cieków w województwie i nie nadaje się do gospodarczego wykorzystania. Kilkakrotne przekroczenia wartości dopuszczalnych wskaźników organicznych, biogennych i sanitarnych wód zdecydowały o pozaklasowym charakterze wód rzeki Fryby. Jeziora położone w otoczeniu terenów intensywnego rolnictwa, charakteryzują się znacznym stopniem eutrofizacji. Badania wód jezior: Dźwierzno, Kornatowskie i Papowskie wykazują na ich pozaklasowość. Jakość wód jezior w sposób zasadniczy zdeterminowana jest przez rolnicze zagospodarowanie terenów przyległych. Jakość wód podziemnych tego rejonu badana jest w sieci monitoringu regionalnego w miejscowości Stolno oraz w sieci monitoringu krajowego w punkcie badawczym Kornatowo. Jakość wód tych ujęć odpowiada III klasie. Są to wody niskiej jakości. Wskaźnikami klasyfikowanymi w klasie III, a tym samym obniżającymi jakość wód, są: mętność, wodorowęglany i zawartość żelaza.

Główną funkcją i kierunkiem rozwoju omawianego obszaru powinno być rolnictwo oraz wspomagający je przemysł rolno-spożywczy. Ważnym problemem na obszarze arkusza jest znaczne zanieczyszczenie wód powierzchniowych.

W dyskusji brali udział: J. Bugała, J. Wagner, J. Kwarciański i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 17 października 2002 r.

Katarzyna STRZEMIŃSKA: Prezentacja *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski w skali 1:50 000, arkusz Żółędowo*

Arkusz Żółędowo *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski w skali 1:50 000* opracowany został w 2002 roku w Oddziale Górnośląskim PIG w Sosnowcu. Administracyjnie omawiany teren leży w środkowozachodniej części województwa kujawsko-pomorskiego. Dominujące znaczenie gospodarcze na omawianym obszarze ma rolnictwo, a zwłaszcza hodowla bydła i trzody chlewnej, oraz gospodarka leśna. Rozwinięte rolnictwo stanowi dobre zaplecze dla przemysłu spożywczego i przetwórstwa rolniczego np. warzywno-owocowego. Większe zakłady przemysłowe, głównie przemysłu budowlanego, elektrotechnicznego, drzewnego i metalowego, znajdują się w Bydgoszczy, Maksymilianowie, Osielsku i Żółędowie. Dobrze rozwija się agroturystyka.

Obszar arkusza Żółędowo jest ubogi pod względem surowcowym, brak tu jest udokumentowanych złóż kopalin. Prace poszukiwawcze mające na celu udokumentowanie złóż kruszywa naturalnego, skoncentrowane w obrębie tarasów doliny Wisły, a także na terenach równin sandrowych i kemów zbudowanych z piasków i żwirów wodnolodowcowych, dały negatywne wyniki. Poszukiwania surowców ilastych prowadzone były na obszarze wysoczyzny morenowej zbudowanej z glin zwałowych zlodowacenia bałtyckiego. Na omawianym obszarze nie ma podstaw do wyznaczenia prognostycznych lub perspektywicznych obszarów występowania surowców ilastych. Zlokalizowano kilka miejsc, w których prowadzona jest okreso-

wa eksploatacja kruszywa piaszczystego lub piaszczysto-żwirowego na potrzeby okolicznych mieszkańców. W obrębie omawianego obszaru wyznaczono 5 perspektywicznych rejonów występowania torfów o powierzchni większej od 10 ha. Są to torfowiska niskie, a w okolicach Nekli przejściowe. Poniżej torfów występuje gytia węglanowa lub organiczna, co stwarza możliwości udokumentowania złóż kredy jeziornej. W dolinach cieków, a także w obniżeniu rynnowym (rejon jeziora Borówno), okresowo eksploatuje się torf na potrzeby opałowe.

Obszar arkusza Żołędowo położony jest w dorzeczu Wisły. Charakteryzuje się ubogą siecią hydrograficzną i małą ilością jezior. Wschodnia część arkusza odwadniana jest przez Wisłę, a zachodnia przez cieki znajdujące się w zlewni Brdy. Na terenie arkusza znajduje się kilka jezior usytuowanych w obniżeniach rynnowych i wytopiskowych. Ważnym problemem jest znaczne zanieczyszczenie wód powierzchniowych. We wszystkich punktach pomiarowo-kontrolnych położonych w obrębie arkusza Żołędowo wody rzeki Kotomierzycy nie odpowiadają normom. Przekroczenia wartości progowych, określonych dla najniższej III klasy czystości, nie mają jednak charakteru stałego i są niewielkie. Badania jakości wód Wisły prowadzone są w ramach podsystemu monitoringu wód powierzchniowych w sieci krajowej. Na odcinku rzeki wchodzącym w obręb arkusza Żołędowo nie ma zlokalizowanych punktów pomiarowo-kontrolnych. Wody jeziora Borówno zaliczone zostały do II klasy czystości.

Na obszarze omawianego arkusza wody podziemne występują w utworach kredy (górnej i dolnej), trzeciorzędu (miocenu) i czwartorzędu. Zlokalizowano 13 czwartorzędowych i trzeciorzędowych komunalnych ujęć wód podziemnych, o udokumentowanych zasobach większych niż 50 m³/h.

Znaczną część obszaru arkusza Żołędowo zajmują tereny chronione przyrodniczo i krajobrazowo, będące częścią tzw. Ekologicznego Systemu Obszarów Chronionych. Należą do niego rezerwat „Augustowo”, park krajobrazowy i obszary chronionego krajobrazu. Florystyczny rezerwat „Augustowo” o powierzchni 6,76 ha, utworzony został w celu ochrony torfowiska ze stanowiskiem wierzy borówkolistnej. Park Krajobrazowy Doliny Dolnej Wisły powstał w 1991 roku w wyniku połączenia istniejących wcześniej w dolinie Wisły parków krajobrazowych i obszaru chronionego krajobrazu. Obszary nim objęte odznaczają się wysokimi walorami przyrodniczymi i krajobrazowymi. Celem powołania, zajmującego zachodni kraniec arkusza, Koronowskiego Obszaru Chronionego Krajobrazu była ochrona terenów o mało zniekształconym środowisku, zachowujących zdolność równowagi biologicznej. Południowy kraniec omawianego arkusza zajmuje Obszar Chronionego Krajobrazu Północnego Pasa Rekreacyjnego Bydgoszczy. Obejmuje on częściowo tarasy pradoliny Wisły–Noteci, w obrębie których są zlokalizowane: Leśny Park Kultury i Wypoczynku, liczne zespoły ogrodów działkowych, ogród botaniczny, a także ujęcia wód podziemnych dla Bydgoszczy. Znajdują się tutaj tereny źródłiskowe kilku cieków m.in.: Strugi Myślicieńskiej, Zacisze i Strugi Rynkowskiej. W obrębie omawianego arkusza znajduje się kilkadziesiąt użytków ekologicznych, zlokalizowanych na gruntach Lasów Państwowych. Są to śródleśne bagna, pastwiska i łąki, mające szczególne znaczenie dla zachowania unikatowych typów środowisk. Ochroną pomnikową objęto dwie aleje przydrożne i kilkadziesiąt cennych drzew, głównie dębów szypułkowych, lip, buków, wiązów, kasztanowców, klonów i topoli. W przeważającej większości rosną one w starych, zabytkowych parkach podworskich, a także przy wiejskich kościołach. Ustanowiono również kilka pomników przyrody nieożywionej. Są to: głazy narzutowe o kilkumetrowych obwodach, jaskinia „Baj-

ka” w czwartorzędowym parowie w okolicach Gądecza, dwa źródłiska „Oczy Jaruzyna” w pobliżu miejscowości Jaruzyn oraz źródło w Myślęcinku. Liczne walory krajobrazowe, przyrodnicze oraz cenne zabytki znajdujące się w wielu miejscowościach sprzyjają rozwojowi turystyki i rekreacji.

Posiedzenie odbyło się w dniu 31 października 2002 r.

Lidia RAZOWSKA-JAWOREK, Jadwiga WAGNER: Zmiany jakości wód podziemnych w rejonie zatopionej kopalni węgla kamiennego „Krystyna” w Tenczynku

W rejonie Tenczynka (gmina Krzeszowice), w pierwszej połowie XX wieku była czynna podziemna kopalnia węgla kamiennego „Krystyna”. Wydobywanie odbywało się szybem o głębokości 181 m, równocześnie prowadzono odwadnianie kopalni. Po zaprzestaniu wydobywania i pompowania kopalnia „Krystyna” została zatopiona. W latach 2000–2001 autorki prowadziły pracę, zrealizowaną ze środków KBN, mającą na celu analizę skutków zatopienia kopalni „Krystyna” dla wód podziemnych w rejonie Tenczynka.

Górnictwo węglowe w okolicach Tenczynka

W rejonie Tenczynka eksploatowano pokłady węgla kamiennego serii paralicznej, głównie węgle energetyczne i sapropelowo-humusowe. Formacja węglonośna w tym rejonie osiąga miąższość 900 m, zawiera 14 pokładów o grubościach 0,2–7,1 m.

Pierwsze drukowane informacje o występowaniu węgla w tym rejonie pochodzą z XVII wieku. Rozwój górnictwa węgla kamiennego nastąpił w końcu XIX w. Wtedy powstało kilka kopalń, wśród nich „Krystyna”. Wydobywanie prowadzono jeszcze w czasie trwania II wojny światowej i krótko po jej zakończeniu. Od 1955 r. wszystkie kopalnie węgla kamiennego w rejonie Tenczynka są nieczynne.

„Krystyna”, największa kopalnia w tym rejonie, została założona w 1895 r. W tym okresie wydrążono również sztolnię „Krystyna”, o całkowitej długości 2150 m, której wylot znajduje się w dolinie Krzeszówki, w Gwoźdźcu koło Nawojowej Góry. Głównym zadaniem sztolni było odwadnianie wyrobisk kopalni, a istniała do II wojny światowej, po której wylot zasypiano rumoszem wapieni jurajskich. Kopalnię zlikwidowano w 1929 r., jej wyrobiska uległy samozatopieniu i pozostał po niej tylko szyb wydobywczy „Krystyna”. Po roku 1955 wody z szybu były pompowane przez kopalnię diabazu w Niedźwiedziej Górze. Ostatecznie zaprzestano pompowania we wrześniu 1996 r. Od tego czasu wyrobiska kopalni „Krystyna” są zatopione.

Warunki hydrogeologiczne

Warunki hydrogeologiczne w tym rejonie są bardzo złożone, co jest wynikiem skomplikowanej budowy geologicznej, bogatej tektoniki i urozmaiconej morfologii. Wody podziemne występują w utworach pięter stratygraficznych od dewonu po czwartorzęd. Karbońskie piętro wodonośne stanowi zbiornik porowo-szczelinowy, zbudowany z utworów łupkowo-piaskow-

cowych z przewarstwieniami węgla. Wartość współczynnika filtracji wynosząca od $1,8 \times 10^{-6}$ – $8,7 \times 10^{-5}$ m/s świadczy o słabej i średniej przepuszczalności piaskowców. W wyniku pompowania wód z wyrobisk kopalni diabazu zwierciadło wody górnych warstw wodonośnych piętra karbońskiego uległo obniżeniu o 16,5 m. Obecnie zwierciadło wód podziemnych w szybie „Krystyna” kształtuje się poniżej wysokości 300 m n.p.m.

Jakość wód podziemnych w rejonie kopalni „Krystyna”

Próbki wody z kopalni „Krystyna” były pobierane okazjonalnie. Brak jest analiz sprzed II wojny światowej oraz z lat 50–60 XX wieku. Kopalnia została zlikwidowana w roku 1955 i wtedy prawdopodobnie po raz drugi była zatopiona. Nie zachowały się wyniki analiz chemicznych wód z tamtego okresu. Pierwsze wyniki pochodzą z roku 1978, kiedy to wody były znowu pompowane. Były to wody nadmiernie wzbogacone w jony żelaza, manganu, siarczanów oraz wartość suchej pozostałości (max. 742 mg/l).

Badanie procesów hydrogeochemicznych tych wód przeprowadzono na podstawie obliczeń i interpretacji wskaźników hydrochemicznych. Woda z roku 1948 reprezentuje typową wodę infiltracyjną, nieco wzbogaconą w jony żelaza. Jest to wynikiem intensywnego pompowania tych wód z czynnych wtedy wyrobisk kopalni „Krystyna”. Wyniki analiz z lat 1978–1993 świadczą o powolnym oczyszczaniu się tych wód. Szczególnie widoczne jest to w przypadku zawartości żelaza, które obniżyły się od 13,5 mg/l do poniżej 1 mg/l. Tendencję spadkową wykazują również stężenia siarczanów i manganu. Dlatego zmienił się typ wody z $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ na $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$.

Po zaprzestaniu pompowania i zatopieniu kopalni po raz trzeci (w roku 1996) do chwili obecnej nie było możliwości poboru próbek wód z zatopionych wyrobisk. Według auterek, wody w zatopionej kopalni są nadal zanieczyszczone siarczanami oraz związkami żelaza i manganu. Przypuszczenie to potwierdził fakt, że w latach 1997–1999 w Gwoźdźcu koło Nawojowej Góry miał miejsce wypływ wody ze zbocza kamieniołomu wapienia (z zasypanego wylotu sztolni). Z wypływających wód wytrącały się związki żelaza, które powodowały zabarwienie podłoża na kolor brunatno-czerwony. Zabarwienie to świadczyło o dużej zawartości jonów żelaza w tych wodach. Od roku 2000, wskutek niskich opadów powodujących obniżenie zwierciadła wód podziemnych w tym rejonie, wypływ wody nie nastąpił, ale obserwacje zwierciadła wód podziemnych autorki prowadzą nadal.

Wstępne badania hydrogeochemiczne w rejonie zatopionej kopalni „Krystyna” wykazały, że skutki zatopienia tej kopalni dla środowiska wód podziemnych są analogiczne do tych, które miały i mają miejsce w zatopionych wyrobiskach kopalń węgla kamiennego w innych zagłębiach.

W dyskusji brali udział: A. Pacholewski, Z. Buła, R. Habryn, B. Ptak i prelegentki.

Posiedzenie odbyło się w dniu 7 listopada 2002 r.

Anna JURCZAK-DRABEK: Prezentacja *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski*, arkusz Toruń (361)

Arkusz Toruń leży w granicach administracyjnych województwa kujawsko-pomorskiego, głównie w powiecie toruńskim, tylko niewielki fragment obszaru w narożniku północno-wschodnim wchodzi w skład powiatu golubsko-dobrzyńskiego.

Na tle jednostek fizycznogeograficznych wg Kondrackiego arkusz Toruń położony jest w dwóch mezoregionach: północna część to Pojezierze Chełmińskie 315.11, a południowa — Kotlina Toruńska — 315.35.

Część południowa jest to płaska wysoczyzna morenowa o wysokościach bezwzględnych od 90–96,6 m n.p.m. (na północ od Turzyna).

Kotlina Toruńska wciną się w wysoczyznę morenową na głębokość 50–60 m. Wydzielono tu tarasy akumulacyjno-erozyjne, na powierzchni których występują wydmy (o wysokościach bezwzględnych 20–30 m) oraz pola piasków przewianych.

Dwudzielnosc morfologiczna obszaru badań odzwierciedla się również w zagospodarowaniu terenu i w hydrogeologii.

Na północy dominują dobre gleby, więc rozwinęła się tam działalność rolnicza. Na południu po obu stronach Wisły znajduje się miasto Toruń, jest ono największym ośrodkiem gospodarczym i kulturalnym regionu. Rozwinięty jest przemysł chemiczny, elektromaszynowy, metalowy i spożywczy. Największe zakłady to: „Elana” — Zakłady Włókien Chemicznych, „Polchem” — Toruńskie Zakłady Przemysłu Nieorganicznego, „Towimor” — Toruńskie Zakłady Urządzeń Okrętowych, „Apator” S.A., „Metron” — Fabryka Wodomierzy i Zegarów, „Kopernik” — Fabryka Cukiernicza.

Cały obszar leży w obrębie niecki brzeżnej wypełnionej osadami permsko-mezozoicznymi.

Najstarsze zbadane utwory tego terenu to osady kredy górnej o miąższości 300–900 m, które występują w postaci: margli, wapieni i opoki marglistej.

Trzeciorzęd reprezentują utwory od oligocenu po pliocenu o miąższości do 90 m. Osady oligocenu to warstwy czempińskie (zbudowane z ilów toruńskich) oraz warstwy adamowskie (z węglem brunatnym).

Czwartorzęd o miąższości do kilkudziesięciu metrów występuje niemal na całym obszarze badań. Są to osady zlodowaceń środkowo- (do 20 m) i północnopolskich (ok. 15 m) w postaci piasków, żwirów, ilów, glin zwałowych. Najmłodszymi utworami, które występują na omawianym obszarze są osady holocenu. Należą do nich: mady, piaski rzeczne, wydmy, piaski przewiane i torfy w zagłębieniach.

Na obszarze arkusza Toruń udokumentowano pięć złóż kopalin pospolitych. Należą do nich cztery złoża kruszyw naturalnych, są to piaski czwartorzędowe, udokumentowane w kat. C₁. Parametry ich zestawiono w Tabeli 1. Jak również jedno złożo surowców ilastych „Papowo” — iły warwowe czwartorzędowe kat. rozpoznania A+B, powierzchnia złoża wynosi 19,57 ha. Jest to złożo pokładowe o miąższości 3–8 m, średnia grubość nadkładu wynosi 5,9 m.

W 2002 roku eksploatowane były 3 złoża kruszywa naturalnego: „Kiełbasin II” — okresowo, „Nowy Dwór” — eksploatacja ciągła, sezonowa, „Papowo” — CEG-TOR S.C. Toruń — eksploatacja ciągła, sezonowa. Surowiec wykorzystywany jest do produkcji pustaków w pobliskiej cegielni „Grębocin” oddalonej 2 km od złoża.

Tabela 1

Wartości średnie parametrów jakościowych kruszyw naturalnych

Nr na mapie	Nazwa złoża	Punkt piaskowy [%]	Zaw. pyłów mineraln. [%]	Wskaźnik piaskowy [%]	Wodoprzepuszczalność [m/dobę]	Ciężar nasypowy w stanie utrzęsionym [G/cm ³]	Zaw. siarki [%]	Zanieczyszczenia obce [%]
1	Kielbasin I	97,50	1,9	88,9	8,4	–	śląd	brak
2	Kielbasin II	89,75	1,7	80,7	8,8	1,718	śląd	brak
3	Kielbasin III	95,40	0,5	94,2	12,01	1,796	brak	brak
4	Nowy Dwór	91,40	1,4	86,4	–	1,744	brak	brak

Złoża: „Kielbasin I” i „Kielbasin III” — są niezagospodarowane.

W granicach arkusza Toruń wyznaczono obszary perspektywiczne: ilów plicieńskich trzeciorzędowych o ok. 20 m miąższych pod 9-cio metrowym nakładem w granicach miasta Torunia; kredy jeziornej; 2 obszary torfów; ilów warwowych czwartorzędowych.

Wisła jest głównym ciekim wodnym (jej szerokość na arkuszu dochodzi do 500 m, głębokość wynosi od 3–5 m) na obszarze arkusza Toruń.

Cały obszar znajduje się w dorzeczu Wisły, odwadniany jest na wschodzie przez Strugę Toruńską, na zachodzie przez Strugę Łysomicką wraz z Kanałem Głównym, a na północy przez górną Frybę. W części północnowschodniej znajduje się fragment Drwęcy (szerokość 2 m, głębokość do 2,1 m), a na północy jezioro Grodno — wytopiskowe (pow. 43 ha, gł. 7,3 m). W wyniku regulacji Wisły i prac melioracyjnych powstały sztuczne zbiorniki: Kaszownik, Port Zimowy, Port Drzewny. Działy wodne II rzędu, rozdzielają zlewnie wymienionych cieków i na zachodzie III rzędu.

Monitorowanymi rzekami są: Struga Łysomicka (w 6 punktach) oraz Struga Toruńska (w 8 punktach). Tylko w jednym punkcie na Strudze Toruńskiej w miejscowości Koniczynka stwierdzono III klasę czystości wód, a w pozostałych są to wody pozaklasowe. Wody pitne ujmowane są z poziomów wodonośnych piętra czwartorzędowego (13) i kredowego (głównie przemysłowe). W części południowozachodniej wydzielono fragment zbiornika GZWP nr 141 — zbiornik rzeki Dolna Wisła.

Warunki utrudniające budownictwo występują na wschodzie w rejonie jeziora Chełmżyńskiego i wzdłuż cieku Struga Toruńska oraz na południu w dolinie Drwęcy i Wisły. Warunki korzystne dla budownictwa występują w części wysoczyznowej arkusza.

Obszar rozpościerający się na północ od Torunia zajmuje Obszar Chronionego Krajobrazu Strefy Krawędziowej Kotliny Toruńskiej, a na południowym wschodzie fragment Obszaru Chronionego Krajobrazu Dolina Drwęcy. Występują tu trzy rezerваты przyrody: „Las Piwnicki” (37,2 ha) — leśny; „Kępa Bazarowa” (32,4 ha) — leśny; „Rzeka Drwęca” (1247,98 ha) — wodny, oraz 2 głązy narzutowe, 33 drzewa pomnikowe (lub grup drzew) i 11 użytków ekologicznych. W koncepcji przyjętej przez ECONET przez arkusz Toruń przebiega korytarz ekologiczny o znaczeniu międzynarodowym 15 m — Toruński Dolnej Wisły oraz fragment korytarza o znaczeniu krajowym 18 k — Drwęcy. W południowej części arkusza występuje ostoja przyrody nr 170 Forty w Toruniu i nr 176 Lasy koło Torunia. Do rejestru zabytków wpisano 27 stanowisk archeologicznych, kilka parków zabytkowych oraz bardzo

dużo zabytków architektonicznych, gdyż na arkuszu znajduje się miasto Toruń (wpisane na listę Światowego Dziedzictwa Kulturowego), które obfituje w tego rodzaju obiekty.

W dyskusji brali udział: M. Guzik, J. Jureczka i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 14 listopada 2002 r.

Joanna CUDAK, Lidia RAZOWSKA-JAWOREK, Igor BRODZIŃSKI: **Realizacja Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 na obszarach górskich i przygranicznych (arkusze: Głucholazy i Prudnik)**

Arkusze Głucholazy (936) i Prudnik (937) realizowane były w latach 2000–2002. Zlokalizowane są na terenie województwa opolskiego (powiaty: Nysa i Prudnik). Przez obszar arkuszy przebiega granica państwowa z Republiką Czeską. Jest to rejon o charakterze rolniczo-turystycznym, w obrębie arkuszy znajduje się Park Krajobrazowy Góry Opawskie, w którym zachowały się większe kompleksy leśne

Główne piętra/poziomy wodonośne

Obszar arkuszy znajduje się w regionie sudeckim (XVI), subregionie wschodniosudeckim (XVI4). Północnowschodnia część należy do regionu wrocławskiego (XV). Wody podziemne występują w utworach: czwartorzędowych, trzeciorzędowych, dolnokarbońskich i paleozoiczno-prekambryjskich. Najlepiej rozpoznane jest piętro czwartorzędowe. Są to piaszczysto-żwirowe utwory wodnolodowcowe plejstocenu i rzeczne holocenu. Miąższość warstw wodonośnych wynosi od 5–20 m. Spadki hydrauliczne są wysokie. Zwierciadło stabilizuje się na głębokości kilku metrów, a współczynnik filtracji wynosi średnio 37,4 m/24h. Poziomy wodonośne zasilane są przez infiltrację wód opadowych, drenowane przez cieki powierzchniowe i eksploatowane przez studnie. Zasoby dyspozycyjne można zaliczyć do średnich. Piętro trzeciorzędowe związane jest z serią piasków drobnoziarnistych w obrębie ilów serii poznańskiej. Poziomy wodonośne mają charakter nieciągły, lecz istnieją związki hydrauliczne pomiędzy poszczególnymi poziomami. Ich miąższość wynosi od 10–20 m. Głębokość stropu warstw wodonośnych wynosi 15–50 m, średnia wartość współczynnika filtracji 10,2 m/24h. Zwierciadło ma charakter napięty i stabilizuje się na głębokości kilku metrów. Zasoby dyspozycyjne są niskie. Szczelinowy poziom dolnokarboński jest związany z piaskowcami szarogłazowymi, fyllitami piaszczystymi, łupkami mułowcowymi i łupkami ilastymi (arkusz Prudnik). Ilasty charakter spoiwa skał klastycznych ogranicza ich porowatość. Wydajności studni są niewielkie, w granicach 1–5 m³/h. Zasoby dyspozycyjne są niskie. Wody piętra paleozoiczno-prekambryjskiego występują w szczelinach utworów krystalicznych (łupki, kwarcyty, gnejsy, wapienie krystaliczne) oraz w skałach osadowych (piaskowce, zlepieńce, szarogłazy). Jest to poziom wodonośny słabozasobny i nie spełnia warunków właściwych dla głównego użytkowego poziomu wodonośnego. Obserwacje prowadzone w strefie przygranicznej

nawiązują do badań hydrogeologów czeskich i potwierdzają słabe parametry hydrogeologiczne tych utworów.

Jakość wód podziemnych

Prześledzono 43 archiwalne wyniki analiz chemicznych wód i 11 analiz wykonanych dla potrzeb mapy, które pobrano z czynnych ujęć wód podziemnych, studni kopanych, źródeł i sztolni. Mineralizacja ogólna, pH, stężenia siarczanów i chlorków mieszczą się w zakresie wartości dopuszczalnych dla wód pitnych. Z substancji toksycznych największe zagrożenie stanowią związki azotu (azotany, azotyny). Zawartości azotu azotanowego wynoszą od 0–24,8 mg/dm³, w kilku studniach przekraczają wartości dopuszczalne dla wód pitnych. Również stężenia żelaza i manganu w wodach z kilku studni przekroczyły dopuszczalne wartości dla wód pitnych i zaliczono je do klasy IIa, o jakości średniej, jako wymagające prostego uzdatniania.

Zagrożenie i ochrona wód podziemnych

Wody podziemne charakteryzują się dużą podatnością na zanieczyszczenia wskutek słabej izolacji poziomów wodonośnych od powierzchni. Stopień zagrożenia jest zróżnicowany w zależności od głębokości wód podziemnych i zagospodarowania terenu. W obszarach poza parkiem krajobrazowym dominuje wysoki stopień zagrożenia. Podwyższone zawartości azotanów w wodach płytkich poziomów wodonośnych są spowodowane źle prowadzoną gospodarką ściekową.

Problemy związane z realizacją mapy hydrogeologicznej na obszarach górskich

Realizacja arkuszy na obszarach górskich jest bardzo trudna, nie tylko na etapie prac terenowych, ale również interpretacyjnych. Górzysty charakter terenu i znaczne różnice wysokościowe utrudniają prace terenowe. Dojazd czy podejście do wielu obiektów (szczególnie źródeł) jest bardzo trudny czy wręcz niemożliwy, wiele obiektów jest nieczynnych.

Poziomy wodonośne charakteryzują się małymi miąższościami, często nie spełniają kryteriów użytkowości, są słabo rozpoznane (brak otworów i studni). Są to zwykle poziomy nieciągłe o dużej zmienności głębokości zwierciadła wód. Oszacowanie zasobów odnawialnych i dyspozycyjnych wód podziemnych jest również bardzo trudne, ponieważ typowe metody są nieprzydatne. Zasoby odnawialne są wysokie, ale dyspozycyjne niskie (wody tranzytowe) wskutek dużego spływu powierzchniowego oraz przypowierzchniowego. Jakość wód podziemnych jest nietrwała, zależna od jakości wód powierzchniowych, zróżnicowana, chociaż najczęściej dobra. Płytko zalegające poziomy wodonośne są zależne od opadów atmosferycznych (ilość i jakość). W związku z powyższym zwykle podstawowym źródłem zaopatrzenia ludności w wodę są wody powierzchniowe (potoki, rzeki, źródła i sztolnie). Są to ujęcia drenażowe wykorzystujące grawitacyjny przepływ wody (stoki Góry Parkowej i Biskupiej Kopy) i ujęcie infiltracyjne na rzece Białej Głucholaskiej (główne źródło zaopatrzenia Głucholaz w wodę).

Chemizm wód podziemnych jest również zróżnicowany, występują tu wody zanieczyszczone, wody dobrej jakości oraz wody mineralne (źródła w rejonie Trzebiny). Największym problemem na obszarach górskich jest prawidłowe oszacowanie zasobów wód podziemnych.

Problemy przy opracowaniu arkuszy przygranicznych

Arkusze przygraniczne są zwykle nisko opłacalne, ponieważ są to arkusze niepełne, słabiej finansowane, pomimo wymogu wykonania wszystkich elementów mapy.

Zagospodarowanie terenu w strefach przygranicznych jest słabsze, często brak otworów hydrogeologicznych. Występuje problem z korzystaniem z zagranicznych materiałów archiwalnych, wykonywaniem prac terenowych za granicą czy pozyskaniem materiałów publikowanych. Korzystanie z w/w materiałów jest utrudnione, nie tylko ze względu na inny język, ale np. „Mapa hydrogeologiczna Czech” stosuje inną terminologię, metodykę czy kryteria wydzielenia poziomów wodonośnych czy innych elementów mapy. Prawidłowe wykonanie arkuszy przygranicznych jest niemożliwe bez współudziału wykonawców z sąsiadujących państw

W dyskusji brali udział: J. Bugała, M. Zembal, B. Ptak, A. Pacholewski, A. Jurczak-Drabek, J. Wagner i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 28 listopada 2002 r.

Marek GAŁKA, Janusz JURECZKA, Włodzimierz KRIEGER, Jan KWARCINŃSKI: Nowe ujęcie map geologiczno-złożowych karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Leżące na pograniczu Polski i Czech Górnośląskie Zagłębie Węglowe (GZW) w swojej powojennej historii nie doczekało się wspólnych — obejmujących cały jego obszar — opracowań kartograficznych karbonu i złóż węgla kamiennego. Działo się tak, mimo znacznego postępu badań geologicznych, jaki nastąpił w drugiej połowie XX w. w obu częściach zagłębia, którego efektem było opracowanie w Polsce i Czechach szeregu regionalnych map geologicznych i złożowych.

W Oddziale Górnośląskim PIG w Sosnowcu próby nawiązania współpracy z ośrodkami czeskimi były podejmowane już w latach siedemdziesiątych, zostały one jednak przerwane w 1981 roku nie przynosząc większych efektów. Do projektów współpracy, porządkującej stan wiedzy o budowie geologicznej polskiej i czeskiej części zagłębia, powrócono w pierwszej połowie lat dziewięćdziesiątych. Nawiązano wtedy szereg kontaktów z głównymi ośrodkami geologicznymi w Ostrawie oraz opracowano założenia wieloetapowej współpracy w zakresie kartografii geologicznej utworów karbonu. Istotą tej współpracy — w pierwszej kolejności — miały być: wymiana podstawowych danych dotyczących lokalizacji i stratygrafii wierceń, wspólne ustalenie definicji przewodnich poziomów korelacyjnych i granic litostratygraficznych, opracowanie map strukturalnych w skali 1:25 000 lub 1:50 000 dla rejonów przygranicznych, a następnie wspólne opracowanie atlasu map geologiczno-strukturalnych karbonu GZW w skali 1:100 000. W dalszej kolejności przewidywano opracowanie map złożowych (jakości węgla, węglozasobności i zawartości metanu), a także innych map specjalistycznych (geotermicznych, hydrogeologicznych i sozologicznych).

Pod koniec lat dziewięćdziesiątych w Oddziale Górnośląskim rozpoczęto realizację tematu „Korelacja wyników badań geologicznych polskiej i czeskiej części GZW” finansowanego z Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej. Temat ten był realizowany przy współpracy z ośrodkami geologicznymi w Ostrawie, w tym przede

wszystkim z Instytutem Geoniki Czeskiej Akademii Nauk. Podstawowym celem tematu było kompleksowe ujęcie kartograficzne karbonu całego zagłębia, jego polskiej i czeskiej części. Niestety, ograniczona ilość uzyskanych środków finansowych spowodowała rewizję opracowanych wcześniej założeń oraz konieczność rezygnacji z części planowanych prac, w tym z wykonania szczegółowych rozwiązań w skali 1:25 000/1:50 000 i na tej podstawie opracowania map w skali 1:100 000. W miejsce map w skali 1:100 000 postanowiono opracować przeglądowe mapy w skali 1:200 000 prezentujące zarówno budowę geologiczną karbonu, jak i podstawową charakterystykę złóż węgla kamiennego. Szczegółowy zakres wykonanych prac kartograficznych obejmuje szereg map skupionych w trzech blokach tematycznych: informacyjnym, geologicznym i złożowym.

Blok informacyjny zawiera trzy mapy: uproszczonej topografii terenu, zagospodarowania górniczego oraz rozpoznania złóż węgla kamiennego, lokalizacji wierceń i odsłoneń powierzchniowych karbonu. Blok ten zawiera informacje umieszczane zazwyczaj na mapie dokumentacyjnej, znaczna ilość informacji i stosunkowo mała skala mapy spowodowała rozbitcie na 3 oddzielne warstwy. Na mapie zagospodarowania górniczego oprócz kopalń czynnych i udokumentowanych rejonów złożowych uwzględniono także kopalnie zamknięte po 1989 r. Z kolei na mapie lokalizacji wierceń, z naniesionymi przeszło 2000 tysiącami najważniejszymi otworami wiertniczymi, zaznaczono także położenie istniejących odsłoneń powierzchniowych karbonu oraz znanych z literatury innych odsłoneń, zlikwidowanych w okresie ostatnich 10 lat.

Blok geologiczny zawiera siedem map: morfologii powierzchni stropu karbonu, budowy geologicznej bezpośredniego nadkładu karbonu, struktury spągu krakowskiej serii piaskowcowej, struktury spągu serii mułowcowej (górných warstw karwińskich — Cz), struktury spągu górnoląskiej serii piaskowcowej (dolnych warstw karwińskich — Cz), struktury spągu serii paralicznej (warstw ostrawskich — Cz), budowy geologiczno-strukturalnej karbonu produktywnego. Blok ten zawiera informacje dotyczące stropu karbonu w ujęciu hipsometrycznym i budowy jego nadkładu oraz budowy strukturalnej głównych jednostek litostratygraficznych utworów produktywnych. Ostatnia mapa zbiorcza jest połączeniem mapy geologicznej odkrytej po karbon i map strukturalnych poszczególnych jednostek litostratygraficznych. Całość ilustrują 4 przekroje geologiczne w skali 1:100 000/1:25 000 prezentujące budowę geologiczną zagłębia do głębokości –2000 m.

Blok złożowy zawiera osiem map: zawartości części lotnych (V^{daf}) na stropie karbonu, zawartości wilgoci (W^a) na stropie karbonu, stropu strefy węgla koksowych, węgloności do poziomu –500 m, węgloności w interwale –500 – –1000 m, węglozasobności do poziomu –500 m, węglozasobności w interwale –500 – –1000 m, metanowości kopalń. W bloku tym trzy pierwsze mapy charakteryzują jakość pokładów węgla, następne dwie węgloność w ujęciu przyrodniczym, czyli sumaryczną miąższość wszystkich warstw węgla o grubości co najmniej 10 cm, kolejne dwie mapy charakteryzują zasoby węgla dla pokładów o miąższości co najmniej 1,0 m, a mapa ostatnia ilustruje metanowość kopalń na podstawie danych dotyczących ilości metanu uwalnianego i pozyskiwanego w trakcie eksploatacji.

Całość prac została oparta o istniejące materiały archiwalne i publikowane związane z budową geologiczną i złożami węgla w polskiej i czeskiej części GZW. Są to przede wszystkim dokumentacje złóż i otworów wiertniczych oraz istniejące opracowania kartograficzne. Do konstrukcji map strukturalnych posłużyły dane z ok. 7000 otworów

wiertniczych, dla map złożowych z ok. 2500. Część map została wykonana po raz pierwszy, inne zostały opracowane na podstawie materiałów istniejących, po ich uaktualnieniu, korekcie ewentualnych błędów i uwzględnieniu przyjętych założeń metodycznych.

Opracowane mapy są pierwszymi, które prezentują jednolity obraz kartograficzny budowy strukturalnej karbonu oraz zalegania i jakości złóż węgla kamiennego na obszarze całego Zagłębia Górnosląskiego. Po raz pierwszy zostały opracowane mapy strukturalne poszczególnych jednostek litostratygraficznych karbonu. Z kolei parametry charakteryzujące zasoby i jakość złóż węgla zostały dobrane pod kątem planowanych w okresie nadchodzących 20–30 lat zmian w górnictwie węgla kamiennego. Opracowany atlas map może być pomocny do przeprowadzania analiz porównawczych na całym obszarze zagłębia, a także wyjściowy dla dalszych szczegółowych prac kartograficznych. Oprócz badań strukturalnych i złożowych, prezentowane opracowanie może być pomocne także przy wykonywaniu regionalnych badań podstawowych oraz badań z zakresu geologii środowiskowej dotyczących ochrony złóż i gospodarki nimi, wpływu eksploatacji na środowisko, utylizacji słonych wód kopalnianych, itp. Ponadto znajdujące się w atlasie mapy zasobowe mogą być wykorzystane przez agendy rządowe w procesie restrukturyzacji górnictwa i kształtowania polityki energetycznej państwa.

W dyskusji brali udział: Z. Buła, M. Karwasiecka, J. Wagner i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 19 grudnia 2002 r.

Paweł WOŹNIAK: Stratygrafia i cechy litologiczno-facjalne utworów dewonu węglanowego we wschodniej części bloku górnosląskiego

Wygłoszony referat był formą podsumowania realizowanego tematu w ramach którego podjęto próbę dokonania podziału stratygraficznego i litostratygraficznego utworów dewonu stwierdzonych w otworach wiertniczych: 28-BN, 32-BN, 33-Ż, 4-WB, 25-WB, SP-130, BK-299 i BK-326.

Analiza biostratygraficzna opracowana została na podstawie konodontów. Stwierdzone w opracowanych profilach następstwo gatunków odpowiada szeroko rozpoznanej sukcesji konodontów. Zebrane w wyniku maceracji okazy, upoważniają do wyróżnienia poziomów i przedziałów obejmujących poziomy, począwszy od poziomu *linguiformis*, aż po poziom *trachytera*. Rozmieszczenie konodontów w poszczególnych ogniwach litostratygraficznych i typach litologicznych jest nieregularne. Próbki pochodzące z osadów zaliczonych do franu są mniej bogate od fameńskich. Fakt ten, potwierdza generalną tendencję stwierdzoną w mikrofaunach znanych z Gór Świętokrzyskich oraz wyników badań Narkiewicza (1978) przeprowadzonych między Olkuszem a Zawierciem.

W badanych otworach wiertniczych, nawiercono jedynie cząstkowe profile dewonu górnego. W obrębie osadów zaliczonych do franu, tylko w przypadku dwóch poziomów: górny

hassi — otwór wiertniczy 28-BN oraz *linguiformis* — otwór wiertniczy BK-299 udało się dokładnie zdefiniować ich dolną i górną granicę. Udokumentowane w wyniku przeprowadzonych badań biostratygraficznych najstarsze osady famenu, odpowiadają poziomowi *crepida*. Poziom ten, wyznaczony został w otworach 32-BN i BK-299.

Analiza facjalna przeprowadzona została na podstawie 66 szlifów petrograficznych. Wykazała ona, że badane osady węglanowe powstały (głównie) w środowisku płytkowodnym. Ilość szczątków organicznych rozpoznanych w poszczególnych płytkach cienkich jest mała. Słabo zróżnicowany i w zmiennych ilościach zespół skamieniałości, reprezentowany jest przez glony jednokomórkowe, małżoraczki, kalcysfery i otwornice jednokomorowe. Formy te zasiedlają środowiska lagunowe, zatoki lub zamknięte zbiorniki wodne. W wielu przypadkach, oprócz organizmów płytszych facji, podczas analizy płytek cienkich stwierdzono obecność organizmów charakterystycznych dla obszarów związanych z otwartym morzem.

W dyskusji udział brali: M. Zembal, Z. Buła, J. Markiewicz, M. Karwasiecka i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 19 grudnia 2002 r.

ODDZIAŁ KARPACKI

Paweł MARCINIEC, Ziemowit ZIMNAL: Punkty dokumentacyjne wzdłuż trasy projektowanej autostrady Kraków-Tarnów

Badania przeprowadzone zostały w 2000 r. wzdłuż 86-kilometrowego (km 416 + 610 – 502 + 370) odcinka projektowanej autostrady A4 pomiędzy Krakowem a miejscowością Zaczarnie koło Tarnowa. W trakcie badań terenowych zarejestrowane i opisane zostały wszystkie odsłonięcia występujące wzdłuż wyznaczonej osi autostrady, w pasie o szerokości 300 m. Najlepiej odsłonięte fragmenty obserwowano na budowanej obecnie południowej obwodnicy Krakowa między Kurdwanowem a Wieliczką. Powstały tu liczne, lecz krótkotrwałe odkrywki, które szybko likwidowano w miarę postępu prac budowlanych. Natomiast na wschód od Krakowa, w kierunku Tarnowa, występują pojedyncze, izolowane odsłonięcia.

W rejonie zrębu Kurdwanowa odsłonięty został profil warstw chodenickich o miąższości od 3–7 m z dwoma poziomami jasnobieżowych tufitów. Na całej długości odkrywki (ok. 0,8 km) utwory te były tektonicznie zaburzone. Występowały tu zarówno drobne struktury typu fałdowego, jak i zespoły uskoków normalnych. Dotychczas przyjmowano, że utwory mioceńskie nie wykazują zaburzeń. Z obserwacji odsłoniętego tu profilu wynika, że utwory te są dosyć mocno zaangażowane tektonicznie, co prawdopodobnie związane jest z postsedymentacyjnymi ruchami podnoszącymi zrąb Kurdwanowa.

W innym odsłonięciu w obrębie zrębu Kurdwanowa, na abrazyjnej powierzchni zbudowanej z mocno skrasowiiałych wapieni jurajskich, stwierdzono występowanie warstwy dobrze obtoczonych żwirów (głównie wapieni, rogowców i czertów) o miąższości 0,2–0,3 m. Przykryte są serią jasnoszarych iłów o miąższości od 1,5–2 m. W stropie są ścięte, a ponad nimi występuje bliżej nieokreślonego wieku poziom organiczny (0,5 m). Powyżej zalegają gliny zwałowe (0,35 m) oraz piaski fluwiogłacjalne (1,5 m) z okresu zlodowaceń południowopolskich przykryte przez żółte gliny lessopodobne.

Pomiędzy Kosolicami a Wieliczką odsłonięty został profil, gdzie na wyraźnie zaburzonych tektonicznie warstwach chodenickich leżą niezgodnie piaski bogucickie. Jest to kolejne miejsce (po Wieliczce i Zabawie), gdzie zarejestrowano taką niezgodność. Pod względem

litologicznym są to w przeważającej części piaski i piaskowce słabo skonsolidowane, często wręcz sypkie z charakterystycznymi strefami cementacji w kształcie buł, soczew i rozciągniętych „ławic”. Podrzędnie występują wkładki ilasto-pylaste i żwirowe. Występuje tu kilka litofacji o zróżnicowanej teksturze i różnymi zespołami struktur sedimentacyjnych. W spągowych częściach ławic występują rozmycia, w obrębie których stwierdzono koncentraty o zwartym szkielecie ziarnowym, na który składają się klasty szarych, brunatnych i zielonych mułowców, czarnych ilowców, fragmenty węgla i drobnokalibrowego żwiru oraz różnej wielkości okruchów malakofauny. Piaski i piaskowce z materiałem zlepieńcowatym są przykryte przez słabo wysortowane piaski gruboziarniste z rozproszonymi smugowatymi skupieniami granul. Przechodzą one ku górze w lepiej wysortowaną frakcję średnioziarnistego piasku, a średnica ziaren maleje ku stropowi. W odkrywkach piasków bogucickich występowały przewarstwienia pelityczne o miąższości od kilku centymetrów do około 0,5 m. Tło stanowią tu ilowce barwy zielonoszarej z laminami mułowymi i soczewkami riplemarkowymi zbudowanymi z materiału pylastego i drobnego piasku. W przewarstwieniach ilastych jak i w klastach występowała mikrofauna i nanoplankton wapienny. Według oznaczeń M. Jurgowicz-Nazarkiewicz w próbkach tych występował *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Dictyococcites bisectus*, *Discoaster deflandrei*, *D. exilis*, *D. cf. formosus*, *Helicosphaera kamptneri*, *H. sellii*, *H. carteri*, *H. walbersdoefensis*, *H. burkei*, *H. californiana*, *Sphenolithus heteromorphus*, *S. abies*, *Umbilicosphaera sibogae*, co wskazuje na co najmniej NN5 zonę nanoplanktonową.

Natomiast na wschód od Krakowa, w kierunku Tarnowa, zarejestrowano niewiele odsłonieć. Są to przeważnie niewielkie i płytkie wyrobiska, głównie w dnach dolin rzecznych. Do nielicznych wyjątków należy piaskownia w Zakrzowie (na SE od Krakowa), gdzie pod pyłami lessopodobnymi i glinami zwałowymi, występuje seria piasków drobnoziarnistych (min. 3 m miąższości), poziomo laminowanych, przewarstwionych miejscami laminami ilów. Są to prawdopodobnie utwory związane z wypełnianiem się lokalnego zbiornika wodnego przed czołem lądolodu w okresie jego maksymalnej transgresji podczas zlodowaceń południowopolskich. W Szczepanowie (na NE od Brzeska), na stokach wzgórza o wysokości 239,8 m n. p. m., pod residuum glin zwałowych z okresu zlodowaceń południowopolskich stwierdzono wychodnie silnie zwietrzałych piasków i ilów prawdopodobnie warstw grabowieckich. Natomiast w żwirowni w Bobrownikach Wielkich (na N od Tarnowa), odsłonięty jest profil holocenijskiego tarasu zalewowego Dunajca (4–5 m n.p. rzeki). Pod warstwą mad rzecznych o miąższości 2,4 m występuje tłupek piaszczysto-żwirowy złożony z różnookruchowych, dobrze otoczonych żwirów, o średnicy do 7–8 cm, głównie piaskowców fliszowych, a także tatrzańskich granitów i kwarcytów werfeńskich.

Najlepiej odsłonięte profile zaobserwowane zostały na budowanym obecnie odcinku autostrady, w miejscach gdzie prowadzone były prace ziemne. Pojawiające się wtedy liczne odsłonięcia są jednak krótkotrwałe i bezpowrotnie tracone w miarę postępu tych prac. Dlatego wydaje się ważne prowadzenie stałego monitoringu i kontynuowanie rejestrowania i profilowania odsłonieć w czasie budowy kolejnych odcinków autostrady.

W dyskusji brali udział: K. Żytko i prelegeci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 21 lutego 2002 r.

Janusz SKULICH: Spektrum egzotycznych skał magmowych jednostki magurskiej polskich Karpat fliszowych

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 Pra-Karpaty w czasie powstawania osadów typu fliszowego.

Na terenie magurskiej jednostki tektonicznej charakterystycznymi utworami z egzotykami są poziomy niższego eocenu, wykształcone w postaci piaskowców krynickich lub piaskowców z Piwnicznej formacji magurskiej strefy krynickiej. Wiekowo odpowiadają one piaskowcom ciężkowickim lub piaskowcom pasierbieckim, odsłaniającym się w zachodnich rejonach płaszczowiny magurskiej. Do bardziej znanych należą także wystąpienia skał egzotycznych wśród konglomeratów wyższego eocenu (np. w spągowej części gruboławicowych piaskowców formacji magurskiej na Górze Dzwonkówce). Ponadto skały egzotyczne obserwowane były wśród warstw ropianieckich formacji szczawnickiej oraz wśród warstw hieroglifowych formacji z Zarzecza.

Wśród skał krystalicznych pochodzenia egzotycznego w jednostce magurskiej znaczące miejsce zajmują skały magmowe, i to zarówno skały plutoniczne, jak i skały wulkaniczne lub subwulkaniczne. Egzotyczne skały plutoniczne jednostki magurskiej prawie wyłącznie reprezentowane bywają przez granitoidy, wśród których najczęściej występują różne odmiany granitów. Napotyka się tutaj granity mikowe, muskowitowe, dwumikowe, albitowe, turmalinowe, czasem z charakterystycznymi czerwonymi skaleniami, a także odmiany drobnoziarniste lub mikrogranitowe obok granitów migmatytowych — większość przypuszczalnie jest wieku paleozoicznego. Wśród granitów dominują barwy szare lub różowawe. Najwyższe udziały procentowe uzyskiwać mogą wśród piaskowców ciężkowickich lub piaskowców dolno-pasierbieckich (13–16% ogółu egzotycznych skał krystalicznych).

Kolejną, powszechnie reprezentowaną tutaj odmianą granitoidów są leukogranity, zwykle obserwowane w postaci fragmentów alaskitów (często w odmianie albitowej lub dwumikowej, czasem typu granitów alaskitowych), aplitów (drobnoziarniste, zwykle barwy krwisto-czerwonej lub fioletowawej, często z granatami) lub zwykłych leukogranitów w odmianie albitowej lub dwumikowej. Najwyższe ich zawartości notowane były wśród piaskowców ciężkowickich lub piaskowców dolno-pasierbieckich, a także wśród konglomeratów górnego eocenu na Górze Turbacz. Maksymalne zawartości dochodzić tutaj mogą do 12–14% skał krystalicznych.

Spośród granitoidów często występują także granodioryty, zwykle notowane w odmianie mikroklinowej, oligoklazowej lub dwumikowej z biotytem. Wśród poziomów jednostki magurskiej napotymane były począwszy od dolnego eocenu aż do utworów górnego eocenu w rejonie Turbacza. Najwyższe zawartości uzyskują zwykle wśród piaskowców ciężkowickich lub warstw hieroglifowych (max. do 12–13%).

Do rzadziej notowanych odmian egzotyków granitoidowych należą granity monzonitowe typu adamellitów, tonality i pegmatyty granitowe. Granity typu tonalitów obserwowane były w poziomie warstw ropianieckich oraz wśród dolnych piaskowców pasierbieckich (max. do 6%). Egzotyczne skały pegmatytowe, jako szare lub czerwone fragmenty mikropegmaty-

tów oraz granity typu pegmatytowego obserwowane były wśród piaskowców ciężkowickich, piaskowców z Piwnicznej oraz wśród konglomeratów górnego eocenu, zwykle w ilościach 1–3%. Na terenie jednostki magurskiej stosunkowo rzadko napotkać można granity typu adamellitów, które to notowane były jedynie w śladowych ilościach wśród zlepieńców górnego eocenu w rejonie Tylicza.

Wyszczególnionym powyżej skałom plutonicznym zwykle towarzyszą skały wulkaniczne lub subwulkaniczne pokrewne ryolitom w rodzaju: ryolitoidów, dacytoidów lub trachitoidów, a także z grupy andezytoidów i bazaltoidów (łącznie ze spilitami). Skały wylewne współwystępują często ze skałami egzotycznymi pochodzenia piroklastycznego.

Egzotyczne ryolitoidy obserwowane były w postaci ryolitów (paleoryolitów lub meta-ryolitów) oraz porfiroidów, porfirów kwarcowych, porfirów granitowych, porfirów mikrogranitowych, porfirów granodiorytowych czy porfirów sferolitowych itp. Notowano je dość często w profilu jednostki magurskiej, a najwyższe ich zawartości odnotowane zostały w utworach górnego eocenu w rejonie Góry Turbacz oraz w poziomie dolnych piaskowców pasierbieckich (max. 5–8%).

Egzotyczne dacytoidy obecne są najczęściej w postaci porfirów dacytowych lub porfirów ryodacytowych i obserwowane były wśród piaskowców krynickich i dolnych piaskowców pasierbieckich (w ilości 2–5%).

Na terenie jednostki magurskiej dość często napotkać można śladowe ilości (rzędu 1%) porfirów ortoklazowych typu ortofirów. Notowane były począwszy od utworów górnego senonu aż do formacji magurskiej odsłoniętej na Górze Dzwonkówce.

W populacji egzotycznych skał wylewnych jednostki magurskiej wysoki udział mają andezytoidy i bazaltoidy, najczęściej występujące w postaci okruchów andezytów (paleoandezytów) lub bazaltów (paleobazaltów) oraz keratofirów, albitofirów czy aglomeratów lawowych itp. Wspomniane fragmenty skalne powszechnie notowane były w profilu jednostki magurskiej i najwyższe ich zawartości odnotowane zostały w poziomie piaskowców ciężkowickich, wśród warstw hieroglifowych oraz wśród dolnych piaskowców pasierbieckich (max. do 10–19%).

Wśród skał egzotycznych wspomnianej grupy szczególne miejsce zajmują spility, wykształcone w postaci spilityzowanych diabazów, migdałowców spilitowych, spilito-propylitów oraz spilitów gąbczastych (szlakowych), spilitów kwarcowych, spilitów migdałowcowych lub mikrospilitów. W niewielkich ilościach (rzędu 1–4%) notowane były począwszy od warstw ropianieckich aż do warstw magurskich na Górze Dzwonkówce.

Skałom wylewnym towarzyszą zwykle skały piroklastyczne, najczęściej wykształcone w postaci ignimbrytów lub tufów spieczonych (welded tuffs). Skały piroklastyczne w postaci tufów lub tufitów albitofirowych, keratofirowych, dacytowych, ryodacytowych, lub ryolitowych w niewielkich ilościach (rzędu 1–2%) obserwowane były począwszy od konglomeratów napotykanych 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.

Reasumując można stwierdzić, że spośród fragmentów egzotycznych skał magmowych, w składzie konglomeratów jednostki magurskiej zwykle napotyka się skały plutoniczne, reprezentujące wykryształizowane pochodne magmy granitoidowej (w rodzaju granodiorytów, granitów, alaskitów, aplitów lub pegmatytów). Jedynie lokalnie i to głównie w młodszych ogniwach litostratygraficznych (np. w rejonie Tylicza) napotkać można skały głębinowe zbliżone do monzonitów (głównie monzonity kwarcowe zbliżone do granitów monzonitowych). Dla porównania obecność monzonitów kwarcowych odnotowana została na terenie jednostki śląskiej w rejonie Wadowic, w poziomie dolnych warstw istebniańskich (Izdebnik, Leńcze, Ostra Góra, Podlesie) oraz w poziomie górnych warstw istebniańskich w rejonie Bliznego koło Brzozowa. Tak więc wśród granitoidów pochodzenia egzotycznego na terenie jednostki magurskiej najczęściej napotkać można różne odmiany granitów lub leukogranitów, a udział ich lokalnie może nawet przekraczać 30% wszystkich egzotycznych skał krystalicznych. W ilościach znacznie mniejszych notowane bywają zwykle różne odmiany granodiorytów, a w jeszcze mniejszych ilościach tonality lub pegmatyty granitowe. Jedynie w śladowych ilościach napotkać można tutaj granity monzonitowe typu adamellitów.

Natomiast spośród egzotycznych skał wulkanicznych lub subwulkanicznych w konglomeratach jednostki magurskiej najliczniej reprezentowane bywają zwykle skały szeregu andezytoidowego lub bazaltoidowego, przy obecności spilitów i keratofirów. Zawartości ich dochodzić mogą nawet do 19% egzotycznych skał krystalicznych. W ilościach parokrotnie mniejszych notowane bywają ryolitoidy lub dacytoidy (z wyjątkiem warstw magurskich formacji magurskiej), a tylko w śladowych ilościach napotkać tutaj można fragmenty skalne z grupy paleotrachitów.

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.

Egzotyczne plutonity pochodzą przypuszczalnie z degradacji jednego dużego batolitu lub kilku mniejszych masywów granitoidowych, prawdopodobnie komagmatycznych, których jądra tworzyły granodioryty. Na obecność małych intruzji w obszarze alimentacyjnym, zwłaszcza dając w brzeżnych facjach masywów granitoidowych, wskazuje obecność alaskitów lub aplitów oraz najdalej rozmieszczonych pegmatytów. Początki powyższych intruzji mogą sięgać aż do prekambriu. Wspomniane skały egzotyczne mogą pochodzić ze zredukowanej pozostałości skorupy kontynentalnej lub z obrzeżeń geosynkliny, których to pozostałości mogą obecnie znajdować się pod osadami fliszowymi jako wypiętrzenia krystalicznego fundamentu typu geantyklinalnego, rozbitego na szereg niezależnych bloków (terrany?). Przyjmując za T. Wieserem, N. Oszczytko *et al.*, oraz w oparciu o badania wieku bezwzględnego wybranych okazów skał egzotycznych, stwierdzono, że skały te mogą pochodzić z najstarszego paleozoiku, reprezentując fazę sardyńską kaledońskiego cyklu tektonicznego. W materiałach publikowanych niektórym granitom przypisywano nawet wiek prekambryjski (np. granitom monzonitowym z Tylicza), natomiast granity alkaliczno-wapienne mogą pochodzić z orogenezy waryscyjskiej młodszego paleozoiku, zwłaszcza gdy nie wykazują śladów metamorfizmu.

Za T. Wieserem *et al.* można przyjąć, 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 podmor-

skich. Natomiast porfiroidy mogą być wieku staropaleozoicznego, ryolity i skały im pokrewne mogą pochodzić z młodszego paleozoiku, natomiast pozostałe skały wulkaniczne mogą być mezozoiczne. 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 pomiędzy spilitami i keratofirami jednostki magurskiej a analogicznymi egzotykami z pienińskiego pasa skałowego.

W dyskusji brali udział: B. Bąk, J. Chowanec, R. Kopciowski, W. Ryłko, K. Żyto i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 21 marca 2002 r.

Ziemowit ZIMNAL: **Profil utworów czwartorzędowych Rzeszów–Żabniki**

Profil Rzeszów–Żabniki znajduje się w północnej, brzeżnej części Pogórza Dynowskiego (Karpaty Zachodnie), ok. 5 km na południe od nasunięcia karpackiego (na południowych peryferiach Rzeszowa w odległości 4 km na SSW od centrum miasta). Odsłonięcie to występuje na lewym brzegu Wisłoka w obrębie skarpy o wysokości 25 m n.p. rzeki. Strop profilu położony jest na wysokości 223,9 m n.p.m. Badania przeprowadzono w ramach realizacji arkusza Głogów Małopolski (981) *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000.

W profilu Rzeszów–Żabniki odsłaniają się osady czwartorzędowe o miąższości 20 metrów. W dolnej części występują piaski rzeczne z drobnookruchowymi żwirami. Ich strop znajduje się 5 m n.p. rzeki (204 m n.p.m.). W profilach pobliskich wiercen hydrogeologicznych stwierdzono, że warstwa piaszczysto-żwirowa ma miąższość 1,4 m i występuje na serii żwirowej (6 m grubości), zalegającej na podłożu zbudowanym z ilów mioceńskich. Na osadach facji korytovej zalegają utwory facji powodziowej: mułki ilaste oraz gliny mułkowate o miąższości 2 m.

Zasadniczymi elementami profilu, występującymi powyżej, są pakiety utworów pylasto-piaszczystych przewarstwione wkładkami pyłów. Pakiety te składają się z występujących na przemian warstw pyłów (o zróżnicowanej miąższości, od 0,5–6,0 cm) oraz warstewek piasków (o miąższości od 0,1–1,0 cm, wyjątkowo do 5,0 cm). Jest to utwór rytmicznie, równolegle warstwowany, węglanowy. W dolnej części profilu warstwy nachylone są pod kątem 6–8° w kierunku północno-wschodnim. Na głębokości 13,7–15,8 m zaznaczają się zaburzenia inwolucyjne w kształcie szerokopromiennych fałdów. Miąższość pakietów pylasto-piaszczystych wynosi od 1,0–4,3 m. Rozdzielające je warstwy utworów pylastych mają miąższość od 0,3–0,9 m. Całość sedimentacji kończy warstwa lessu subaeralnego o miąższości 2,6 m.

Ławice pylaste w świetle analizy uziarnienia tworzą pyły ilaste lub pyły ilasto-piaszczyste odznaczające się wysokim (od 36,0–48,6%) udziałem „frakcji lessowej” (0,05–0,02 mm).

Zaznacza się względnie stały, wysoki udział frakcji ilastej (18,7–27,9%), a domieszka frakcji piaszczystej wynosi od 0,3–14,3%. Przeciętna wielkość ziarn (M_z) zawiera się w przedziale frakcji pyłów drobnych (5,23–5,92 ϕ). Są to utwory słabo wysortowane ($\sigma_1 = 1,58$ –1,95). Rozkład uziarnienia osadu jest bardzo dodatnio skośny ($Sk_1 = 0,37$ –0,93) i przeważnie leptokurtyczny ($K_G = 1,07$ –1,58). Przewarstwienia piaszczyste składają się z piasków drobno- i średnioziarnistych lub grubo- i średnioziarnistych, pylasto-ilastych. Udział frakcji piaszczystej wynosi od 51,9–64,2%. Przeciętna wielkość ziaren (M_z) zawiera się w przedziale frakcji piasków drobnych lub pyłów grubych (3,22–3,59 ϕ). Są to utwory bardzo słabo wysortowane ($\sigma_1 = 2,31$ –2,80). Rozkład uziarnienia osadu jest dodatnio skośny ($Sk_1 = 0,48$ –0,62) oraz platy-, mezo- lub leptokurtyczny ($K_G = 0,76$ –1,23).

Opisywane warstwowe osady pylasto-piaszczyste powstały głównie w wyniku procesu spłukiwania rozproszonego. Rytmiczna naprzemianległość grubszych i drobniejszego materiału może wskazywać na zmienność sezonową dynamiki środowiska transportującego, a także na jego zróżnicowaną sezonowo dostawę. Duża zawartość „frakcji lessowej” w osadzie wskazuje na znaczny udział procesu akumulacji eolicznej w jego formowaniu. Utwory tego typu opisywane były z terenu Pogórza Karpackiego, jak również z Kotliny Sandomierskiej m.in. przez Wojtanowicza (1997), Łanczont *et al.* (2000).

Osady rzeczne występujące w dolnej części odsłonięcia związane są ze zlodowaceniem warty, gdyż dla spągu utworów facji powodziowej (mad) uzyskano datę TL: 175 ± 34 ka BP, odpowiadającą interwałowi czasowemu tego zlodowacenia. Zasadniczym elementem profilu o znaczeniu stratygraficznym jest eemska gleba kopalna utworzona na madach rzecznych. Nadległa seria deluwialno-eoliczna o miąższości 18 m została osadzona podczas zlodowacenia wisły. Jej dolną granicę wiekową wyznacza data TL: 95 ± 14 ka BP. W obrębie tego kompleksu można wyodrębnić 3 poziomy utworów przedzielonych horyzontami glebowymi o różnym stopniu rozwoju. Wyróżniono tu osady, które w ujęciu stratygraficznym H. Maruszczaka (2001) odpowiadają lessom młodszemu najniższemu (na głęb. 16,0–18,0 m), lessom młodszemu dolnym (na głęb. 12,8–16,0 m) oraz lessom młodszemu środkowym i lessom młodszemu górnym (na głęb. 0,0–12,8 m).

W dyskusji brali udział: B. Olszewska, W. Ryłko i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 25 kwietnia 2002 r.

Zbigniew PAUL, Tadeusz WIESER: Pochodzenie i związki genetyczne konkrecji manganowych, tufów i radiolarii z cenomańsko-turońskich warstw radiolariowych z Zewnętrznych Karpat fliszowych

Badając warstwy radiolariowe z Barnasiówki stwierdzono w nich, w oparciu o pojedyncze badania EDS, podwyższone zawartości takich pierwiastków jak żelazo, mangan, chrom, nikiel, skand, ren i dysproz. Pierwiastki te sugerują obecność w osadzie dużej ilości

pyłów pochodzenia kosmicznego. Anomalne nagromadzenie tych pyłów w jednej kilkunastocentymetrowej warstwie świadczyłoby o upadku w tej części świata dużego ciała kosmicznego i wskazywało by na poimpaktowy charakter tych osadów. Obecność pyłów kosmicznych w warstwach radiolariowych można by wiązać z dużymi kraterami znajdującymi się w miejscowościach Logojsk na Białorusi o średnicy około 17 km i Bołtyszka na Ukrainie posiadający średnicę 20 km. Kratery te powstały po uderzeniu największych części rozpadającej się planetoidy. Mniejsze jej części wraz z produktami poimpaktowymi spadły do geosynkliny karpackiej i uczestniczą w składzie osadów warstw z Barnasiówki. Warstwy z Barnasiówki oraz odpowiedniki tych warstw w innych seriach niż śląska stwierdzono w Karpatach w wielu miejscach. Poziom ten odsłania się w serii podśląskiej w Międzybrodziu k/Sanoka (w bliskim sąsiedztwie z tufami o wieku $91,4 \pm 10$ Ma) oraz w Zasaniu k/Myślenic. Występuje on także w serii skolskiej w potoku Krzeczkówka k/Cisowej oraz w serii magurskiej w południowym obrzeżeniu okna tektonicznego Mszany Dolnej. Poza granicami Polski znany jest z licznych odsłonień w ukraińskiej części Karpat jak np. z jednostki czarnogórskiej gdzie występuje w warstwach szypockich.

Badania geochemiczne i petrograficzne tego poziomu zostały przeprowadzone w próbkach pobranych z odkrywek zlokalizowanych w rejonie Lanckorony, Trzemeśni, Zasania, Międzybrodzia i Krzeczkowej.

W próbkach pobranych z tych odkrywek, oprócz wyżej wymienionych pierwiastków rzadko spotykanych w takich nagromadzeniach w skorupie ziemskiej, stwierdzono obecność dużych ziarn bronzytu i coesyty. Coesyt stwierdzono w próbce pobranej z Zasania, X-ray dyfraktogram wykazał występowanie coesyty identycznego jak w próbkach z ukraińskiego krateru w miejscowości Bołtyszka.

Ponadto w szlifach sporządzonych ze skał pobranych w Trzemeśni i Zasaniu często obserwuje się również zmienione kwarcy charakteryzujące się z falistym zanikaniem światła pod mikroskopem. Możliwe, że są to suewity które zachowały deformacje reliktowe poimpaktowych deformacji.

Innym obserwowanym zjawiskiem, które zdaje się potwierdzać istnienie impaktu na terenie geosynkliny jest zaobserwowana ławica spongiolitów w dennych osadach geosynkliny, pochodząca ze zniszczonych wyżej położonych raf gąbkowych. Ułożenie spikul gąbek jednoznacznie sugeruje że przeniosły je tu potężne prądy głębinowe mogące powstać podczas rozchodzenia się fali poimpaktowej.

Innym ciekawym zjawiskiem w tym poziomie jest wzrost ilości skał węglanowych ku wschodowi. Można to tłumaczyć bliższym sąsiedztwem głównego krateru. Poimpaktowe skutki dostarczyły do atmosfery duże ilości CO_2 a co za tym idzie wywołały powstanie węglanów wapnia i manganu oraz innych.

Kolizja ciała niebieskiego z ziemią, na przełomie cenomanu i turonu miałoby duże znaczenie w wyjaśnieniu wielu zjawisk zaistniałych w tym czasie tak na terenie geosynkliny karpackiej (zmiana konfiguracji dna zbiornika) jak i na obszarze tarczy wschodnioeuropejskiej (np. wylewy bazaltowe).

W badanym terenie można zaobserwować także zmiany warunków paleoekologicznych których potwierdzeniem jest wymieranie otwornic: *Hippocreppina depressa*, *Haplophragmoides nonioninoides* i *Plectrocurvoides alternans* oraz dynamiczny rozwój radiarii.

Diametralne zmiany w świecie organicznym notowane są w tym czasie na całej kuli ziemskiej. Dotyczą one zmian flory i fauny tak morskiej jak i lądowej.

Badania skał cenomańsko-turońskich w północnej Ameryce nie wykazały jednoznacznie, że zmiany w świecie organicznym zaistniałe w tym czasie są spowodowane kolizją ziemi z planetoidą. Wykryto tam wprawdzie anomalne nagromadzenie platynowców w osadach z tego okresu, jednak, nie udało się wyznaczyć ostrej granicy, występowania tej anomalii, w badanym profilu. Może to być spowodowane dużą odległością od miejsca upadku głównych części planetoidy lub zaburzeniami sedymentacji spowodowanymi późniejszymi spływami podmorskimi wywołanymi przez prądy podmorskie.

Jednoznaczne potwierdzenie upadku planetoidy na przełomie cenomanu i turonu oraz zaistniałych zjawisk poimpaktowych wymaga dalszych badań profilu warstw radiolarytowych z Barnasiówki i ich odpowiedników w innych jednostkach karpackich. Potrzebne będą poszukiwania w obrębie tego poziomu tzw. „ławicy manganowej” o większej gradacji ziarna oraz dokładne zbadanie tufów i tufitów z jej otoczenia. Niektóre z tych tufów i tufitów mogą okazać się szkliwami i tektytami powstałymi po impakcie.

Z badań petrograficznych i geochemicznych, należałoby wykonać badania wieku bezwzględnego, zawartości mikrotektytów, pierwiastków ziem rzadkich i badania zawartości platynowców.

W dyskusji brali udział: P. Frajwald i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 3 października 2002 r.

Janusz SKULICH: Spektrum egzotycznych skał magmowych jednostki śląskiej polskich Karpat fliszowych

Zlepieńcowate osady z terenu polskich Karpat fliszowych zawierają zwykle różnej wielkości fragmenty skalne niewiadomego pochodzenia, które zaliczane zostały przez geologów do skał egzotycznych. Wśród wspomnianych okruszków, charakteryzujących się na ogół zmiennym stopniem obtoczenia, część reprezentować może fragmenty skał magmowych, zarówno głębinowych, jak i wulkanicznych czy żyłowych. Napotkać je można wśród gruboklastycznych osadów różnych jednostek karpackich i poprzez wzajemne zróżnicowanie (np. wielkości, kształtu i wewnętrznej budowy) mogą one tworzyć dość charakterystyczne zespoły skalne dla niektórych poziomów i regionów karpackich, z jednostką śląską włącznie.

W ujęciu litostratygraficznym, na obszarze jednostki śląskiej egzotyczne skały magmowe notowane były wśród utworów począwszy od wczesnej kredy (dolnokredowe łupki cieszyńskie górne) do późnego paleogenu (oligoceńskie warstwy krośnieńskie dolne). Występowanie ich pokrywa się zwykle z występowaniem krystalicznych skał przeobrażonych. Tak więc napotkać je można wśród osadów wieku kredowego, reprezentowanych przez warstwy gro-

dziskie i warstwy wierzowskie oraz warstwy Igockie i warstwy godulskie, a także wśród dolnych i górnych warstw istebniańskich oraz w poziomie piaskowców ciężkowickich lub warstw krośnieńskich należących do starszego trzeciorzędu. Obecności ich nie odnotowano jedynie wśród najstarszych osadów z pogranicza jury i dolnej kredy oraz wśród warstw menilitowych młodszego paleogenu.

Wśród skał krystalicznych pochodzenia egzotycznego, w jednostce śląskiej (podobnie jak w jednostce magurskiej) znaczące miejsce zajmować mogą skały magmowe, i to zarówno skały plutoniczne, jak i skały wulkaniczne lub subwulkaniczne. Egzotyczne skały głębinowe jednostki śląskiej zwykle reprezentowane bywają przez granitoidy, najczęściej w postaci różnych odmian granitów. Wśród granitów subalkalicznych napotyka się tutaj osobniki drobno- i średnioziarniste, o strukturze hipidiomorfowo-ziarnistej i teksturze bezładnej lub masywnej, często zbrekcjowane. Wśród nich obserwuje się odmiany muskowitowe, biotytowe, dwumikowe, oligoklazowe, mikroklinowe, a także aplitowe, porfirowe itd. Większość z nich prawdopodobnie reprezentuje skały głębinowe wieku waryscyjskiego. Wśród tutejszych granitów zwykle dominują barwy szare lub różowawe. Najwyższe udziały procentowe uzyskiwać mogą wśród utworów górnego senonu i paleogenu (m.in. wśród warstw istebniańskich, gdzie obserwuje się zawartości rzędu 7–10% ogółu egzotycznych skał krystalicznych). Ponadto podwyższone udziały średnio- lub grubokrystalicznych, szarych lub czerwonych granitów o budowie porfirowatej) obserwuje się także w rejonie wychodni osadów wczesnej kredy.

Charakterystyczną odmianą granitoidów są leukogranity, wśród egzotyków jednostki śląskiej zwykle obserwowane w postaci fragmentów szarawych lub różowawych alaskitów (często w odmianie albitowej, mikroklinowej lub dwumikowej, ze schlorityzowanym biotytem, granatem lub apatytem, czasem typu granitów alaskitowych), także w postaci aplitów (drobnoziarnistych, zwykle barwy białawej, różowawej lub żółtawej, często z albitem) lub zwykłych leukogranitów w odmianie albitowej lub mikowej. Podwyższone ich zawartości obserwowane były głównie w młodszych ogniwach jednostki śląskiej (rzędu 5–8%, z tendencją spadkową w kierunku młodszych poziomów). W starszych ogniwach wyższe udziały stwierdzone zostały lokalnie wśród kredowych górnych warstw Igockich rejonu Brzozowa oraz wśród dolnokredowych warstw grodzkich sukcesji podśląskiej rejonu Wieliczki. Maksymalne zawartości dochodzić mogą tutaj nawet do kilkunastu procent skał krystalicznych.

Spośród granitoidów występują tutaj także granodioryty, zwykle notowane w odmianie dwumikowej, biotytowej lub skaleniowej (w tym także mikroklinowej) i wiekowo mogące również reprezentować skały orogenezy hercyńskiej. Wśród utworów jednostki śląskiej rozpoznane zostały w poziomach warstw istebniańskich i wśród piaskowców ciężkowickich, gdzie uzyskiwać mogą zawartości dochodzące nawet do 6–12% skał krystalicznych.

W utworach paleogeńskich egzotycznym granodiorytom towarzyszą zwykle ogniwa pośrednie, w rodzaju granitów monzonitowych, monzonitów kwarcowych lub średnio-krystalicznych szarych lub różowawych granitów typu tyrolskiego (określanych w literaturze mianem adamellitów). Zawartości ich wzrastają zwykle w kierunku coraz to młodszych utworów, generalnie nie przekraczając wartości rzędu 2–6% skał krystalicznych. Granity monzonitowe (oligoklazowo-kwarcowe) obserwowane były także wśród utworów dolnokredowych w rejonie Kalwarii Zebrzydowskiej i Lanckorony.

Do rzadziej notowanych odmian egzotyków granitoidowych należą tonality i pegmatyty granitowe. Granity typu tonalitów obserwowane były w dolnokredowych poziomach warstw

wierzowskich i grodziskich jednostki podśląskiej w rejonie Lanckorony i Limanowej. Egzotyczne skały pegmatytowe, zbudowane głównie z ortoklazu, albitu i kwarcu, czasem w odmianach drobniej ziarnistych z turmalinem i często jako granity typu pegmatytowego, obserwowane były głównie wśród utworów wczesnej kredy (warstwy Igockie) i paleocenu (górne warstwy istebniańskie), zwykle w ilościach 1–7%. Ponadto, w rejonie wychodni warstw wierzowskich na terenie Karpat zachodnich, w granitach z Bugaja występować mogą segregacje pegmatytów skaleniowo-kwarcowych.

Wspomnianym powyżej skałom plutonicznym, w spektrum egzotycznym towarzyszą zwykle skały wulkaniczne lub subwulkaniczne pokrewne ryolitom (typu ryolitoidów, dacytoidów lub trachitoidów), a także wulkanity z grupy andezytoidów i bazaltoidów (łącznie ze spilitami, porfirydami, keratofirami itp.). Skały wylewne współwystępują często ze skałami egzotycznymi pochodzenia piroklastycznego.

Egzotyczne ryolitoidy obserwowane były w postaci ryolitów (paleoryolitów), felsofirów, skał felsytowych, liparytów, porfirów kwarcowych lub porfirów granitowych (granofirów), porfirów mikrogranitowych czy porfirów sferolitowych (radiofirytów), a także porfiroidów itp. Notowane były w profilu jednostki śląskiej głównie w utworach górnego senonu i młodszych (zwykle w ilościach rzędu 3–6%). Jeszcze wyższe ich zawartości odnotowane zostały w utworach paleocenu (górne warstwy istebniańskie) w rejonie Żywca (ponad 10%). Ponadto niewielkie ilości żółto-brunatnych porfirów kwarcowych (rzędu 1–2%) obserwowane były wśród utworów wczesnej kredy w rejonie Węglówki koło Strzyżowa.

Pośród skał żyłowych, genetycznie powiązanych z granitami, w poziomie dolnych warstw istebniańskich, w rejonie Ostrej Góry koło Kalwarii Zebrzydowskiej napotkana została przez T. Wiesera bardzo rzadko spotykana wśród egzotyków skała należąca do lamprofirów typu kersantytu, barwy szarej, z charakterystycznymi czerwonymi prakryształami zasadowych plagioklazów oraz z rzadkim kwarcem i dużą zawartością kalcytu.

Niewielkie ilości egzotycznych dacytoidów (rzędu 1–2%), obecnych w postaci szarozielonawych dacytów lub paleodacytów, obserwowane były jedynie wśród utworów starszego paleogenu rejonu Wadowic (wśród górnych warstw istebniańskich) oraz w rejonie Gródka nad Dunajcem (wśród piaskowców ciężkowickich).

Na terenie jednostki śląskiej niewielkie ilości porfirów syenitowo-biotytowych napotkać można jedynie wśród utworów powstałych na przełomie kredy i paleogenu (np. lokalnie w poziomie górnych warstw istebniańskich w rejonie Wadowic).

W populacji skał egzotycznych pochodzących z terenu jednostki śląskiej dotychczas nie zostały rozpoznane fragmenty wulkanitów z rodziny typowych bazaltoidów, a jedynie niewielkie udziały posiadają wulkanity z rodziny andezytoidów lub skał przejściowych (zwykle rzędu 1–4%). Najczęściej obserwuje się tutaj fragmenty andezytów, porfirytów, propylitów, diabazów (metadiabazów) oraz keratofirów, albitofirów i spilitów, a także aglomeraty lawowe itd. Wspomniane okruchy notowane są w profilu jednostki śląskiej głównie w utworach starszego paleogenu rejonu Wadowic, Strzyżowa lub Brzozowa. Większe fragmenty lokalnie obserwuje się także w utworach wczesnej kredy sukcesji śląskiej i podśląskiej, np. w rejonie Bielska-Białej, Kalwarii Zebrzydowskiej czy Limanowej.

Podobnie w rejonie Strzyżowa, gdzie występowanie drobniejszych fragmentów skał andezytowych wzmiankowane było również z utworów starszej kredy. Odmiany spropylitizowanych skał andezytowych (lub dacytowych), zaliczane do propylitów, zaobserwowane

zostały przez autora w poziomie górnych warstw istebniańskich w rejonie Bliznego koło Brzozowa.

Wśród skał egzotycznych wspomnianej grupy szczególne miejsce zajmują spility. Należą one głównie do przeobrażonych metasomatycznie law typu bazaltowo-andezytowego, charakteryzujących się reliktową budową tła skalnego typu apointersertalnego. Lokalnie w niewielkich ilościach (rzędu 1–2%) notowane były w poziomie dolnych warstw lgockich w rejonie Węglówki koło Strzyżowa oraz w poziomie górnych warstw istebniańskich w rejonie Bliznego koło Brzozowa. Ponadto z poziomu dolnych warstw lgockich opisane zostały (przez T. Wiesera *et al.*) przeobrażone migdałowce typu spilitowego (w rejonie Straconki koło Bielska-Białej), które występowały w towarzystwie fragmentów biotytowego cieszynitu.

Skałom wylewnym towarzyszą zazwyczaj skały piroklastyczne, najczęściej wykształcone w postaci ignimbrytów lub tufów spieczonych (welded tuffs). Ponadto wyróżnić można tutaj także tufy lub metatufy typu porfirytowego, bazaltowo-andezytowego, dacytowo-andezytowego lub dacytowego oraz odmiany tufów lapillowo-popiołowych lub pyłowych, tufosylity czy nawet metatufity (rzędu 1–2%, max. do 5%) w rejonie Krosna. Najczęściej obserwowane są w utworach powstałych w najstarszym paleogenie (poziom górnych warstw istebniańskich, np. w rejonie Ciężkowic, Gorlic, Krosna czy Brzozowa oraz Węglówki koło Strzyżowa), a ponadto także w utworach kredowych (np. tufy porfirytowe typu lanckorońskiego — opisane przez E. Tietze'go jako odmiana cieszynitów i pochodzące z rejonu Bugaja koło Kalwarii Zebrzydowskiej czy też tufy i metatufy lapillowo-popiołowe odpowiadające syrkowej fazie dacytu biotytowego, pochodzące ze strefy żegocińskiej sukcesji podśląskiej).

Reasumując można stwierdzić, że spośród fragmentów egzotycznych skał magmowych, w składzie konglomeratów jednostki śląskiej (podobnie jak jednostki magurskiej) zwykle napotyka się skały plutoniczne, reprezentujące wykryształizowane pochodne magmy granitoidowej (w rodzaju granodiorytów, granitów, alaskitów, aplitów lub pegmatytów). Ponadto obecność monzonitów kwarcowych na terenie jednostki śląskiej notowana jest najczęściej w rejonie Wadowic w poziomie dolnych warstw istebniańskich (Izdebnik, Leńcze, Ostra Góra, Podlesie) oraz w poziomie górnych warstw istebniańskich w rejonie Bliznego koło Brzozowa. Wśród zróżnicowanych granitoidów najczęściej napotkać można różne odmiany granitów lub leukogranitów, a udział ich zwykle nie przekracza 10% wszystkich egzotycznych skał krystalicznych. Zwykle w ilościach nieco mniejszych notowane bywają różne odmiany granodiorytów i pegmatytów granitowych, a w jeszcze mniejszych ilościach tonality. Podobnie w niewielkich ilościach występują tutaj granity monzonitowe typu adamellitów.

Dla porównania, na terenie jednostki magurskiej, głównie w młodszych ogniwach litostratygraficznych (np. w rejonie Tylicza) także napotkać można skały głębinowe o budowie monzonitowej (głównie monzonity kwarcowe lub granity monzonitowe).

Natomiast spośród egzotycznych skał wulkanicznych lub subwulkanicznych w konglomeratach jednostki śląskiej najliczniej reprezentowane bywają ryolitoidy lub dacytoidy. Zawartości ich osiągają zwykle wartości rzędu 5% i maksymalnie dochodzić mogą do 13% egzotycznych skał krystalicznych. W ilościach zdecydowanie mniejszych notowane bywają bazalto-andezytoidy (przy obecności porfirytów, diabazów, spilitów i keratofirów), a tylko w śladowych ilościach napotkać tutaj można fragmenty skalne z grupy dacytoidów lub porfirów syenitowych oraz cieszynity biotytowe.

W spektrum skał magmowych jednostki magurskiej wylewnym skałom egzotycznym towarzyszą zwykle niewielkie ilości skał piroklastycznych, głównie typu welded tuffs, głównie o chemizmie ryolitowym, ryodacytowym, lub dacytowym, rzadziej andezytowym, porfirytowym lub keratofirowym.

W konkluzji można stwierdzić, że (podobnie jak w przypadku analogicznych skał magmowych z terenu jednostki magurskiej) egzotyczne skały plutoniczne pochodzą przypuszczalnie z degradacji jednego dużego batolitu lub kilku mniejszych masywów granitoidowych, prawdopodobnie komagmatycznych, których jądra tworzyły granodiority. Na obecność małych intruzji w obszarach alimentacyjnych, zwłaszcza dając w brzeżnych facjach masywów granitoidowych, wskazuje obecność alaskitów i aplitów oraz najdalej rozmieszczonych pegmatytów. Początki powyższych intruzji mogą sięgać aż do prekambriu, przy prawdopodobnym wieku paleozoicznym dużej części wspomnianych plutonitów.

Wspomniane magmowe skały egzotyczne jednostki śląskiej także pochodzić mogą ze zredukowanej pozostałości skorupy kontynentalnej lub z obrzeżeń basenu, które to pozostałości znajdują się przypuszczalnie pod osadami fliszowymi, w „podłożu” fliszu karpackiego, jako wypiętrzenia krystalicznego fundamentu, podzielone na oddzielne bloki (terrany). Jest wielce prawdopodobne, że skały te pochodzą mogą nawet z najstarszego paleozoiku (reprezentując fazę sardyńską kaledońskiego cyklu tektonicznego) lub posiadać jeszcze starszy wiek, gdyż niektórym granitom przypisać można nawet wiek prekambryjski (np. granitom monzonitowym). Natomiast granity alkaliczno-wapienne przypuszczalnie pochodzą z orogenezy waryscyjskiej młodszego paleozoiku (zwłaszcza gdy nie wykazują śladów metamorfizmu).

W jednostce śląskiej występuje większość rozpoznanych wśród fragmentów egzotycznych skał granitoidowych i znaczna ich część zbliżona jest budową do ich odpowiedników znanych z terenu jednostki magurskiej. Wspomniane analogie budowy egzotyków pochodzących z jednostki śląskiej i magurskiej mogą wskazywać na pochodzenie ze wspólnego obszaru alimentacyjnego, którym przypuszczalnie była np. kordyliera lub jakiś wypiętrzony grzbiet górski.

Za T. Wieserem *et al.* można przyjąć, że wystąpienia plutonitów w rejonie Brzozowa mogą być związane z intruzjami o charakterze lokalnym i posiadającymi przypuszczalnie niewielkie rozmiary.

Odnosnie wulkanitów jednostki śląskiej, w grupie dominujących tutaj ryolitoidów porfirydy mogą posiadać wiek staropaleozoiczny, natomiast ryolity i inne skały pokrewne mogą pochodzić także z młodszego paleozoiku. Obecność ich wiąże się przypuszczalnie z przejawami wulkanizmu w obrębie skorupy kontynentalnej w pobliżu stref subdukcji.

Odnosnie egzotycznych andezytów i skał im pokrewnych można przyjąć, że mogą one być pozostałością powierzchniowej działalności wulkanicznej, natomiast spility i keratofiry mogą pochodzić z górnej części skorupy oceanicznej, jako pozostałości wylewów podmorskich. Niewielka ich ilość w spektrum skał egzotycznych świadczyć może o jedynie marginalnym udziale skorupy oceanicznej w obszarze alimentacyjnym dla osadów jednostki śląskiej.

Nieliczne porfiryty, obserwowane w utworach kredy i starszego paleogenu, wskazywać mogą na obecność magmy postorogenicznej typu kontynentalnego, wieku przypuszczalnie

permskiego oraz magmy macierzystej dla łuków wyspowych, wieku przypuszczalnie staro-mezozoicznego, ukazującej się w pewnej odległości od strefy subdukcji.

Niektóre spośród skał pochodzenia wulkanicznego, towarzyszące fragmentom egzotyków, mogą reprezentować wiekowo także młodszy mezozoik, jak ma to miejsce w przypadku skał wylewnych formacji cieszyńskiej (późna jura–tyton).

Na podkreślenie zasługuje bliskie podobieństwo pomiędzy spilitami i keratoframi jednostki śląskiej a analogicznymi egzotykami z terenu jednostki magurskiej.

W dyskusji brali udział: J. Chowaniec, P. Freiwald, L. Jankowski, R. Kopciowski, T. Malata, P. Marciniak, P. Neścieruk, W. Ryłko, A. Szydło i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 21 listopada 2002 r.

ODDZIAŁ ŚWIĘTOKRZYSKI

Andrzej JUSZCZYK: Możliwości przekwalifikowania odpadów poeksploatacyjnych w woj. świętokrzyskim na antropogeniczne złoża

Województwo świętokrzyskie stanowi od wielu lat krajowe centrum wydobywania wapieni i margli dla przemysłu wapienniczego (po około 7 mln Mg w latach 1998–2000 tj. 55% krajowego wydobycia). Z licznych złóż wapieni, dolomitów i piaskowców produkowane jest kruszywo łamane dla budownictwa i drogownictwa (po około 4,5 mln Mg w latach 1998–2000 tj. 20% krajowego wydobycia). Eksploatacja złóż gipsów (po około 0,9 mln Mg w latach 1998–2000) stanowi 80% krajowego wydobycia tego typu surowca. Prowadzone jest również wydobywanie piaskowców kwarcytowych dla przemysłu materiałów ogniotrwałych w jedynym czynnym złożu „Bukowa Góra”. Głównie w latach międzywojennych, ale aż do 1972 r., wydobywane były rudy żelaza metodą podziemną. Rudy te eksploatowane były również, przed I wojną światową, na wychodniach metodą odkrywkowo-wgłębną. Reorganizacja województwa spowodowała to, że w granicach woj. świętokrzyskiego znalazło się zaniechane złożo siarki rodzimej „Piaseczno” eksploatowane dawniej metodą odkrywkową, zaniechane złożo fosforytów „Chałupki” czy wybilansowane złożo piasków szklarskich „Świniary”.

Wszystko to powodowało i powoduje dalej powstawanie hałd odpadów eksploatacyjnych. Hałdy te zajmują niekiedy dużą powierzchnię, mają dużą objętość, a przez to stanowią element niepożądany w krajobrazie. Stanowią one jednocześnie potencjalne źródło surowców potrzebnych gospodarce narodowej. Minister Gospodarki określił w rozporządzeniu z 2.11.2000 r. odpady które powinny być wykorzystywane w celach przemysłowych. Są tam m.in. odpady powstające przy poszukiwaniu, wydobywaniu i wzbogacaniu rud oraz innych surowców mineralnych będące przedmiotem oceny niniejszego opracowania.

Wydzielenie grup odpadów oparte jest na Rozporządzeniu Ministra Ochrony Środowiska Zasobów Naturalnych i Leśnictwa z 24 grudnia 1997 r. „w sprawie klasyfikacji odpadów”.

Wyróżniono tam m.in. odpady z wydobywania minerałów, odpady z wstępnej obróbki wydobytego urobku oraz odpady z fizycznej i chemicznej przeróbki surowców.

Opierając się na stosowanej, w odkrywkowych zakładach górniczych od kilkudziesięciu lat, praktyce tworzenia hałd wydzielono następujące grupy odpadów: nadkład, odpady eksploatacyjne, odpady przerobcze i odpady poprodukcyjne. Należy tu dodać, że o ile hałdy nadkładu tworzone były przeważnie jako osobne, to pozostałe grupy są często wymieszane ze sobą i trudno ustalić ich proporcje ilościowe.

Ogółem zinwentaryzowano 112 hałd (17 z eksploatacji podziemnej i 95 z odkrywkowej) na których zgromadzono wg stanu na 31.12.1999 r. około 212 mln Mg odpadów poeksploatacyjnych. Odpady te mogą być wykorzystane w skali nieprzemysłowej (gospodarczej), bądź przemysłowej jako źródło dających się odzyskać surowców.

W pierwszym wypadku odpady mogą być wykorzystane bezpośrednio, ale pod warunkiem, że nie uległy wtórnemu zanieczyszczeniu w trakcie formowania hałdy i nie stały się odpadami zaliczanymi do „niebezpiecznych”. Można tutaj wykorzystać głównie nadkład i odpady eksploatacyjne, częściowo odpady przerobcze, a także poprodukcyjne — te po ewentualnej wstępnej utylizacji. Miejszem zastosowania byłyby proste prace inżynierskie takie jak makroniwelacja, budowa nasypów, rekultywacja wyrobisk poeksploatacyjnych i ich otoczenia.

W drugim wypadku należy wykonać badania określające przydatność odpadów, ustalić że nagromadzony materiał ma cechy złoża antropogenicznego, ustalić jego zasoby i określić opłacalność ekonomiczną podjęcia eksploatacji zwału lub osadnika. Do podjęcia takich badań preferowane są odpady przerobcze, mające zasadniczo własności identyczne z pierwotną kopaliną oraz częściowo eksploatacyjne.

Z uwagi na dużą skalę eksploatacji surowców dla przemysłu cementowo-wapienniczego oraz kruszyw łamanych już w latach 70-tych i 80-tych ubiegłego wieku rozpoczęto badania nad utylizacją odpadów eksploatacyjnych i przerobczych. Prace nad ustaleniem ilości i jakości wybranych hałd celem udokumentowania ich i wprowadzenia zasobów do krajowego bilansu rozpoczęto w regionie świętokrzyskim dopiero w połowie lat 90-tych ubiegłego wieku. W wyniku tych prac udokumentowano w 1995 r. hałdę dolomitów powstałą podczas eksploatacji złoża „Radkowice-Podwole” — obecnie wyeksploatowaną, a w 1997 r. hałdę wapieni i margli w obrębie złoża „Ostrówka”.

Prace nad udokumentowaniem odpadów piaskowcowo-ilastych KiZW „Bukowa Góra” zalegających na zwale i w obrębie osadnika zakończyły się niepowodzeniem. Odpady piaskowcowe ze zwału mogłyby być wykorzystane na skalę przemysłową dopiero po zastosowaniu skomplikowanego procesu przerobczego (rozmakanie, płukanie, hydroklasyfikacja).

Analiza nagromadzonych hałd odpadów poeksploatacyjnych wykazała, że istnieją pewne szanse na udokumentowanie na terenie woj. świętokrzyskiego złóż antropogenicznych. Warunkiem nieodzownym dla uznania zwału lub osadnika za złożo antropogeniczne jest stwierdzenie i udowodnienie użyteczności nagromadzonych substancji i udokumentowanie ich zasobów w sposób analogiczny jak złoża kopaliny. Podstawy prawne i wymagania stawiane dokumentacjom takich złóż zawarte są w Rozporządzeniu Ministra Ochrony Środowiska i Zasobów Naturalnych z 23.08.1994 r. oraz w „Zasadach dokumentowania złóż kopalin stałych...” opublikowanych w 2002 roku.

Potencjalną bazę dla udokumentowania antropogenicznych złóż stanowią odpady eksploatacyjne po zaniechanej eksploatacji rud żelaza oraz odpady przerobcze po eksploatacji su-

owców węglanowych. Przyszłościową bazą do udokumentowania antropogenicznego złoża iłłów lub piasków szklarskich może okazać się hałda nadkładu zdeponowana na składowisku wewnętrznym kopalni Piaseczno. Ma ona zasoby 63 000 tys. Mg. Wykonano dla jej fragmentu, w latach ubiegłych, zakończone powodzeniem badania pod kątem zastosowania w ceramice budowlanej. Możliwość udokumentowania zasobów złoża antropogenicznego warunkowana jest tutaj dokładną znajomością budowy hałdy i historii tworzenia hałdy.

W dyskusji brali udział: T. Wróblewski, J. Gągol, Z. Złonkiewicz, A. Romanek, M. Nowak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 9 stycznia 2002 r.

Jerzy GĄGOL: Rezerwat przyrody nieożywionej „Kręgi Kamienne” w województwie świętokrzyskim

W 1982 r. na zlecenie ówczesnego Wojewódzkiego Konserwatora Przyrody w Kielcach śp. mgr. inż. Tadeusza Winiarskiego prelegent opracował projekt rezerwatu przyrody „Tumlin — Góra Grodowa”. Na podstawie tego projektu rezerwat został ustanowiony Zarządzeniem Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa z dn. 15 września 1994 r. (M.P. z 1994 r. Nr 53, poz. 450). Bez konsultacji z projektantem, oraz wnioskodawcą — Wojewódzkim Konserwatorem Przyrody w Kielcach, zmieniono nazwę rezerwatu na „Kręgi Kamienne”. Przyjęta nazwa nie informuje o głównych walorach rezerwatu, a także powtarza nazwę rezerwatu krajobrazowego znajdującego się w województwie pomorskim (gm. Czersk) i nazwę rezerwatu archeologicznego w województwie zachodniopomorskim (gm. Manowo). W omawianym przypadku trafniejsza byłaby nazwa „Kamienne Wydmę”.

Rezerwat „Kręgi Kamienne” — położony jest koło wsi Tumlin, w gminie Miedziana Góra, w województwie świętokrzyskim. Obejmuje kulminację oraz wschodnie i południowo-wschodnie zbocze zalesionej Góry Grodowej (399 m n.p.m.). Kwalifikowany jest jako rezerwat przyrody nieożywionej (geologiczny) lub geologiczno-archeologiczny.

Celem utworzenia rezerwatu było zachowanie ze względu na wartość naukową, kulturową i dydaktyczną:

- odsłonięć piaskowców dolnotriasowych, zawierających unikatowej wartości zespół struktur sedymentacyjnych, charakterystycznych dla osadów pochodzenia eolicznego (wydm i osadów międzywydmowych),

- fragmentów kręgów (wałów) kamiennych prehistorycznego ośrodka kultowego oraz krajobrazu, morfologii i szaty roślinnej terenu, jako integralnych elementów otoczenia zabytku archeologicznego.

Idea i inicjatywa utworzenia omawianego rezerwatu zrodziła się w trakcie prowadzonych badań geologicznych nad genezą dolnotriasowych piaskowców tumlińskich, których interesujące odsłonięcia prezentuje czynny kamieniołom na Górze Grodowej (Gradziński, Gagol i Ślaczka, 1979). Do ochrony wytypowano w szczególności odsłonięcie (ścianę i jej przedpole) w północnej części wyrobiska kopalni piaskowców „Tumlin–Gród”. Szczegółowy opis tego odsłonięcia zawiera cytowana wyżej praca.

W obrębie rezerwatu znalazł się fragment udokumentowanego złoża. Życzliwe zrozumienie jego użytkownika — Spółdzielni Pracy „Kopaliny Mineralne” i Okręgowego Urzędu Górniczego w Kielcach pozwoliło zachować wytypowany obiekt przez okres trwającej kilkanaście lat procedury ustanawiania rezerwatu. Rezerwat rozciąga się wokół złoża i koegzystuje z czynną kopalnią. Jego granice wewnętrzne (od północy, zachodu i południa) pokrywają się z granicami udokumentowanego złoża, a więc docelowego zasięgu eksploatacji. Interesujące odsłonięcia geologiczne, widoczne w dzisiejszym kamieniołomie, antycypowane są także w ostatecznych ścianach wyrobiska poeksploatacyjnego. Granice zewnętrzne rezerwatu poprowadzono po granicach leśnych oddziałów i pododdziałów oraz drogach gruntowych. Powierzchnia rezerwatu wynosi 12,5 ha.

Piaskowce tumlińskie charakteryzują się dobrą płytową podzielnością, są dobrym surowcem kamieniarskim i znajdują także zastosowanie jako ogniotrwała wykładzina określonego typu pieców hutniczych. Na Górze Grodowej piaskowce te były eksploatowane dla celów hutniczych już w XVII wieku. Szczególny rozwój kamieniołomu nastąpił w wieku XIX, gdy działał on na potrzeby zakładów samsonowskich.

W południowej części rezerwatu, na kilkunastometrowej szerokości filarze skalnym, oddzielającym dwa (dawne i nowe) głębokie wyrobiska górnicze, znajduje się murowana kapliczka z 1850 r., wybudowana w miejscu poprzedniej (zapewne wielu poprzednich), drewnianej.

Chrześcijańska kaplica wzniesiona została przed wiekami w miejscu świątyni pogańskiej, tj. w centrum trzech koncentrycznych wałów usypanych z miejscowych piaskowców na jednej z kulminacji Góry Grodowej. Kręgi te w dobrym stanie można było obserwować jeszcze u schyłku XIX wieku. Kamieniołomy zniszczyły później przeważającą część zabytku archeologicznego. Niewielkie fragmenty wałów, które zachowały się dzięki kapliczce, są dziś czytelne praktycznie jedynie dla archeologów. Obiekt interpretowany jest jako prehistoryczne sanktuarium kultu pogańskiego, podobnie jak analogiczne obiekty na Łysej Górze i Górze Dobrzeszowskiej w Górach Świętokrzyskich.

Obszar rezerwatu pokrywa las (bór mieszany z dominacją sosny pochodzącej z nasadzeń). Silnie przekształcony antropogenicznie, nie jest on szczególnie cenny z geobotanicznego punktu widzenia, podnosi jednak walory krajobrazowe rezerwatu. Projekt rezerwatu i plan jego zagospodarowania, co nie powinno budzić zdziwienia, przewidują usuwanie roślinności w miejscach, gdzie zasłania ona odsłonięcia geologiczne.

Wartości geologiczne są głównym walorem rezerwatu. Został on wytypowany jako jedno z 15 reprezentatywnych dla regionu świętokrzyskiego stanowisk geologicznych w projektowanej europejskiej sieci geostanowisk (Urban i Wróblewski, 1999). Jest też nieformalnym stratotypowym odsłonięciem ogniwa litostratygraficznego — warstw (ogniwa) z Tumlina i miejscem znalezisk kopalnych tropów kręgowców (Gradziński i in., 1979; Ptaszyński, 2000).

Przez rezerwat przebiega główny szlak turystyczny Gór Świętokrzyskich. Turysta i krajoznawca ma tu możliwość zapoznania się z problematyką geologiczną i archeologiczną, a

także zobaczyć kontynuowaną w tym miejscu od stuleci pracę górników i kamieniarzy w czynnej kopalni surowców kamieniarskich.

W dyskusji brali udział: M. Kuleta, T. Wróblewski, T. Ptaszyński, G. Niedźwiedzki, S. Zbroja, G. Herman, Z. Kowalczewski i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 24 kwietnia 2002 r.

Zbigniew SZCZEPANIK: **Następstwo stratygraficzne głównych zespołów akritarchowych w ordowiku Gór Świętokrzyskich**

W ciągu kilku ostatnich lat, badano następstwo stratygraficzne zespołów mikroflory akritarchowej w skałach ordowiku Gór Świętokrzyskich. W efekcie przeprowadzonych prac rozpoznano w profilu ordowiku kilka różniących się między sobą zespołów akritarchowych. Zakres przeprowadzonych do tej pory badań nie pozwala jeszcze na wydzielenie formalnych poziomów mikroflorystycznych, umożliwia jednak wyróżnienie kilku „asocjacji palinologicznych”, które w przyszłości mogą zostać podstawą formalnego podziału biostratygraficznego. Należy przy tym założyć, że w wypadku przynajmniej części z nich, możliwe będzie doprecyzowanie zonacji biostratygraficznej.

Asocjacja *Polygonium–Acanthodiacrodium*. Najstarszy z zespołów akritarchowych, zaliczony do pogranicza kambru i ordowiku, stwierdzony został w iłowcach nawierconych w otworze Ublinek 1 bis. Wykonano tam płytki otwór badawczy, którego głównym celem miało być dokumentowanie opisanych uprzednio tremadockich akritarch (Michniak, Olkowicz-Paprocka, 1976). Rozpoznany tu zespół zawiera bardzo liczne formy z rodzajów *Cymatiogalea*, *Stelliferidium*, *Acanthodiacrodium*, *Dasydiacrodium*, *Arbusculidium*, *Polygonium*, *Ladogiella*, *Nellia*, *Calysiella*, *Schizodiacrodium* i innych. Zespół ten charakteryzuje osady najwyższego kambru górnego lub niższej części tremadoku. Przy obecnym stanie wiedzy dotyczącej akritarch z pogranicza kambru i tremadoku nie sposób wyznaczyć na podstawie tej grupy szczątków organicznych, jednoznacznej granicy pomiędzy osadami kambru i ordowiku. Praktycznie wszystkie z rozpoznanych tutaj taksonów znane są bądź z górnej części kambru górnego, bądź z warstw przejściowych pomiędzy kambrem i tremadokiem wielu obszarów świata.

Asocjacja *Acanthodiacrodium–Stelliferidium*. Niezwykle liczne (kilka, kilkanaście tysięcy okazów w preparacie) zespoły mikroflorystyczne reprezentujące to wydzielenie zidentyfikowano w otworze Szumsko Kolonia 2, a także choć mniej liczne i zdecydowanie gorzej zachowane w spągowej partii profilu odsłoniętego w Zalesiu Nowym. Bez wątpienia do tej asocjacji należą zespoły opisywane przez Górkę (1968) z kilku stanowisk w Górach Świętokrzyskich.

Pośród licznych zidentyfikowanych w zespole taksonów znaleziono kilka form, które posiadają dosyć duże znaczenie stratygraficzne. Istotnym jest fakt, że rozpoznano tu formy *Acanthodiacrodium tremadocum* Górka, *Acanthodiacrodium formosum*, które w klasycznym

profilu tremadoku Shineton Shales w Anglii, lokują się w jego górnej części. Stwierdzone w zespole *Stelliferidium* cf. *trifidum* (Rasul), ?*Acanthodiacrodium dilatatum* (Rasul), *Caldariola glabra* (Martin), *Pirea* div. sp., *Vulcanisphaera frequens* Górka, wskazują na bardzo duże podobieństwa rozpoznanej mikroflory do zespołów z pogranicza tremadoku i arenigu w Anglii, reprezentowanych przez serię Watch Hill, Login Beds w Walii. Badane akritarchy wykazują także duże podobieństwa do form znalezionych w ordowiku Rugii. Podobne mikroflory rozpoznano w Hiszpanii, Turcji i innych obszarów. Wszystkie te zespoły zaliczone zostały do tzw. mikroflory „trifidum” ścisłego pogranicza tremadoku i arenigu.

Należy zwrócić uwagę, że w materiale świętokrzyskim, w porównaniu z omawianymi wyżej zespołami brak jest form należących do rodzajów *Coryphidium* i *Striatoteca*. Nie znaleziono charakterystycznych form *Cymatigalea messaudi* Jardine a formy *S.* cf. *trifidum* (Rasul) są nieliczne. Brak tu także charakterystycznych, opisywanych przez różnych badaczy z tego interwału licznych form prostokątnych *Veryhachium* i akritarch należących do rodzaju *Vogtlandia*. W świetle tych danych, nie można jednoznacznie powiedzieć, że zespoły świętokrzyskie reprezentują zonę „trifidum”. Prawdopodobnie są one nieco starsze i należą do górnego tremadoku. Pozostaje to w pełnej zgodności z przeprowadzonymi wcześniej datowaniami konodontowymi.

Asocjacja *Baltisphaeridium*–*Ordovicidium*. Osady zawierające akritarchy tego wydzielenia rozpoznano w profilu otworu Szumsko Kolonia 2 na gł. (33,0–34,6m.). W punktowym odsłonięciu terenowym we wsi Zbrza, oraz w profilu Zalesie k/Łagowa.

Zespół zdominowany jest przez formy z grupy *Acanthomorphitae* (głównie duże akritarchy z charakterystycznymi, długimi wyrostkami), należących do rodzajów *Baltisphaeridium*, *Orthosphaeridium*, *Ordovicidium*, *Excusbranchium*, *Polygonium*. Tego typu zespoły są bardzo charakterystyczne dla osadów środkowego ordowiku wielu obszarów Bałtoscandii. Znałe są zarówno z obszarów platformy wschodnioeuropejskiej. Poza Bałtyk, podobne zespoły palinologiczne rozpoznano także na obszarze Wielkiej Brytanii i Ameryki Północnej.

Na obecnym etapie badań wydzielenie to jest mało precyzyjne stratygraficznie. Zdaniem autora obejmuje ono dosyć szeroki przedział stratygraficzny od lanwirnu po karadok ale być może także górny arenig. Do omawianej asocjacji zaliczono również akritarchy pozyskane z odsłonięcia we wsi Zbrza. Rozpoznany tam zespół mikroflorystyczny w generaliach jest podobny do tego, który uzyskano z pogranicza lanwirnu i karadoku w otworze Szumsko Kolonia IG 2. Różni się jednak procentowym udziałem głównych typów morfologicznych. Zdecydowanie bardziej liczne są tu duże akritarchy o „gwiazdzistej” symetrii z rodzajów *Polygonium*, *Stellichenatum*. Stwierdzona w próbkach *Sahardia* sp., liczne akritarchy z grupy *Fusiformae* s.l. (charakterystyczne dla czeskiego arenigu), obecność formy *Baltisphaeridium podborovicensis* Górka znanej z arenigu otworu Podborowisko, może wskazywać na nieco starszy wiek tego zespołu.

W obu zespołach, zdecydowanie dominują liczne akritarchy z grupy *Baltisphaeridium longispinosum*, w tym bardzo często formy z charakterystyczną ornamentacją wyrostków *B. calicispinae* Górka, *B. pseudocalcispinum* Górka, *B.* cf. *plicitispinae* Górka. Są to formy o długim zasięgu stratygraficznym obejmującym całą środkową część ordowiku. Wydaje się, że znacznie bardziej przydatne dla celów stratygraficznych okażą się akritarchy z dychotomicznymi rozgałęzieniami wyrostków (*Ordovicidium*, *Peteinosphaeridium*), które są rzadkie (*Peteinosphaeridium*) i praktycznie nieobecne (*Ordovicidium*) w materiale ze Zbrzy, za to

bardzo liczne w skałach z Szumska. W efekcie rysuje się tutaj wstępna możliwość rozdzielania przedstawianej asocjacji na dwa zespoły; starszy *Polygonium–Baltisphaeridium* i młodszy *Baltisphaeridium–Ordovicidium*. Pierwszy z nich mógłby charakteryzować osady arenigul-wirnu, drugi lanwirnu-karadoku.

Asocjacja *Veryhachium*. Osady tego wydzielenia rozpoznano w otworze Szumsko Kolonia 2, profilu Zalesie k/Łagowa (tylko w jednej próbce) oraz najprawdopodobniej w otworze Wilków 1 w przedziale głębokości. 759,0–768,0 m. Zespoły mikroflorystyczne zdominowane są przez akritarchy z rodzaju *Veryhachium* (ok. 70% wszystkich okazów). Oprócz nich występują zbliżone morfologiczne formy (*Deunfia*, *Frankea*, *Sylvanidium*) oraz drobne formy z rodzajów *Cheleutochroa*, *Diexallophasis*, *Tylopalla*. Zespół ten nie ma zbyt wielkiej wartości stratygraficznej. Brak w nim form o znaczeniu przewodnim. Nie mniej jednak tego typu mikroflory są charakterystyczne dla osadów najwyższego ordowiku i dolnego syluru wielu obszarów świata. Prawdopodobnie zjawisko ujednolicenia aszgilskiej mikroflory akritarchowej pozostaje w związku ze zlodowaceniami tego okresu. Rozpoznany zespół z uwagi na specyficzny skład taksonomiczny (dominacja *Veryhachium*, pojawienie się wśród nich, form czworokątnych, dosyć liczna obecność rodzaju *Cheleutochroa*), stanowi bardzo charakterystyczny wskaźnik obecności osadów górnego ordowiku. W zespole rozpoznano również znaczną liczbę akritarchów nie opisywanych z osadów aszgilu (*Cymatiogalea*, *Acanthodiacrodium*, *Frankea*) są to formy najprawdopodobniej redeponowane z osadów starszego ordowiku.

W dyskusji brali udział: Z. Kowalczewski, W. Trela, J. Malec, S. Salwa i prelegent.

Posiedzenie odbyło się 19 czerwca 2002 r.

Jerzy GAŁOŁ: Walory naukowe i dydaktyczne rezerwatu przyrody „Góra Dobrzeszowska” w województwie świętokrzyskim

Rezerwat przyrody „Góra Dobrzeszowska” znajduje się koło wsi Dobrzeszów, w gminie Łopuszno, w województwie świętokrzyskim. Obejmuje część dominującego w krajobrazie, zalesionego wzgórza o nazwie Góra Dobrzeszowska (na niektórych starszych mapach Góra Langiewiczza), należącego do niewielkiego Pasma Dobrzeszowskiego. Rezerwat chroni zlokalizowany na szczycie wzniesienia prehistoryczny obiekt kultury materialnej i duchowej (sanktuarium z czasów przedchrześcijańskich) oraz zespół naturalnych elementów przyrodniczych (morfologia terenu, wychodnie piaskowców dolnotriasowych, zbiorowisko leśne) i krajobrazowych, nierozzerwalnie związanych z obiektem archeologicznym.

Projekt omawianego rezerwatu opracował prelegent w 1978 r. z inicjatywy ówczesnego Wojewódzkiego Konserwatora Przyrody w Kielcach śp. mgr. inż. Tadeusza Winiarskiego i ówczesnego Wojewódzkiego Konserwatora Zabytków Archeologicznych w Kielcach dr Eligii Gąssowskiej. Rezerwat został ustanowiony Zarządzeniem Ministra Leśnictwa i Przemysłu Drzewnego z dn. 26 marca 1982 r. (M.P. z 1982 r. Nr 10, poz. 74). Obiekt archeologicz-

ny został wcześniej (7 lipca 1977 r.) wpisany do rejestru zabytków województwa kieleckiego (dział A, nr rejestru 956) jako dobro kultury o wartości unikatowej w skali europejskiej.

Obiekt archeologiczny stanowią zlokalizowane na szczycie wzgórza trzy eliptyczne, koncentryczne wały usypane z bloków i rumoszu piaskowców dolnotriasowych. Osie elipsy kręgu zewnętrznego mają długość ok. 190 m i ok. 90 m. Zewnętrzny wał ma wysokość średnio ok. 1,9 m, środkowy ok. 1,3 m, wewnętrzny ok. 1,7 m.

Oprócz wałów, wg interpretacji archeologów, ważnymi elementami obiektu są niektóre głazy ze śladami obróbki, którym przypisuje się m.in. znaczenie steli wyznaczających kierunki astronomiczne, „ołtarza centralnego”, „kamienia ofiarnego” (gdzie rytualnie uśmiercano ofiary) itp. Obiekt był przedmiotem badań archeologicznych E. Gąssowskiej w latach 1975–1983. Interpretowany jest jako sanktuarium pogańskie (Gąssowska, 1979). Datowania radiowęglem ^{14}C węgla drzewnego z pozostałości ognisk palonych na wałach oraz znalezione ułamki ceramiki określają wiek obiektu (a ściślej ostatnią fazę jego funkcjonowania) na wczesne średniowiecze, lata 750–950.

Ścisły związek obiektu kultury materialnej z przyrodą (ekspozycja krajobrazowa, prawdopodobnie zamierzona orientacja astronomiczna jego elementów, tworzywo „budowli”, kult obiektów przyrody żywej i nieożywionej w pogańskim światopoglądzie), a także pragmatyczna przesłanka skutecznej ochrony zabytku archeologicznego, jednoznacznie uzasadniały potrzebę utworzenia omawianego rezerwatu przyrody. Ochroną rezerwatową objęto większy obszar niż stanowisko archeologiczne (kulminację wzniesienia — 367,5 m n.p.m. z obiektem archeologicznym) oraz stoki NE, SW i SE wzgórza. Łączna powierzchnia rezerwatu wynosi 24,57 ha. Zabezpieczono w ten sposób, wyłączając obszar leśny z normalnej eksploatacji gospodarczej, zachowanie ewentualnych innych, nieznanych dotąd, obiektów towarzyszących sanktuarium. Granice rezerwatu wytyczono po jednoznacznych granicach oddziału leśnego. Rezerwat „Góra Dobrzeszowska” jest zwykle zaliczany do grupy rezerwatów leśno-krajobrazowych lub leśno-archeologicznych z elementami przyrody nieożywionej.

Tworzywem prehistorycznego sanktuarium są — jak wspomniano — piaskowce dolnotriasowe (dolny pstry piaskowiec). Piaskowce te tworzą tu naturalne wychodnie i blokowiska typu gołoborzowego. Omawiane piaskowce (o rzecznej genezie) występują w grubych ławicach, charakteryzując się zróżnicowanym uziarnieniem (średnio i gruboziarniste, często z rozproszonymi lub skupionymi w soczewki żwirami), przekątnym warstwowaniem, występowaniem tocznic ilastych, spoiwem ilasto-krzemionkowym i czerwoną barwą. Dodać tu należy, że omawiane piaskowce z Góry Dobrzeszowskiej były wykorzystywane jako materiał kamieniarski w czasach historycznych. O produkcji kamieni młyńskich wspomina już m.in. ilustracja dóbr królewskich wykonana w latach 1564–1565. Część obrobionych gładów w obrębie rezerwatu, a także uszkodzeń wałów, może być efektem tej działalności.

Las pokrywający obszar rezerwatu, mimo zmian antropogenicznych, zachował wysokie walory przyrodnicze. Jest to wielogatunkowy las mieszany (grab, buk, klon, jawor, lipa, brzoza, jodła, sosna). Flora naczyniowa rezerwatu liczy około 170 gatunków i zawiera wiele interesujących i cennych roślin, np. perłówkę jednokwiatową, przetacznika górskiego, narecznicę górską, zachyłkę Roberta (Bróz, 1991).

Rezerwat „Góra Dobrzeszowska” prezentuje nie tylko wysokie walory naukowe i dydaktyczne, ale ilustruje także w sposób wyjątkowo ciekawy związek wszystkich komponentów środowiska przyrodniczego i związek człowieka z przyrodą. Lokalizację, cel, założenia

konstrukcyjne i materiał budowlany pogańskiego sanktuarium zdeterminowały naturalne warunki przyrodnicze. Przyroda zabezpiecza dziś zachowanie zabytku, a równocześnie stanowi doskonałą współczesną oprawę jego surowej, tajemniczej, pierwotnej formy. Rezerwat budzi zainteresowanie archeologa, geologa, leśnika, botanika i historyka (Góra Dobrzeszowska była też miejscem bitwy partyzanckiej w dniach 29–30 września 1944 r.). Przez rezerwat przebiega szlak turystyczny, co nadaje mu jeszcze jeden walor — łatwą dostępność dla turystów i krajoznawców.

W dyskusji brali udział: A. Juszczak, T. Wróblewski, G. Herman, J. Lejawa, E. Wróblewska, M. Nowak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 4 września 2002 r.

Alicja KASPRZYK: **Anhydrytyzacja gipsów — proces, warunki, czynniki kontrolujące**

Anhydrytyzacja (zastępowanie gipsu przez anhydryt) zachodzi zarówno w warunkach powierzchniowych, jak i — częściej — na dużej głębokości, wskutek reakcji z ewoluującą solanką porową lub oddziaływania wysokiej temperatury i podwyższonego ciśnienia. Pomimo wielu prac doświadczalnych i modeli termodynamicznych, szereg problemów dotyczących przeobrażeń gipsu w anhydryt, zwłaszcza aspektu ilościowego tego procesu, jest nadal nie w pełni wyjaśnionych. Gips przechodzi w anhydryt według wzoru: $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ w temperaturze zależnej od fizycznego i geochemicznego środowiska gipsu. W środowisku geologicznym proces ten jest związany ze stratą objętości fazy stałej o 39% ($28,37 \text{ cm}^3/\text{mol}$), czterokrotnym wzrostem przewodności termicznej i konsumpcją ciepła (reakcja endotermiczna). Główne czynniki determinujące zastępowanie to: 1 — temperatura, 2 — zasolenie, 3 — aktywność wody w płynach porowych, 4 — ciśnienie płynów porowych, 5 — zanieczyszczenia.

Temperatura. Rozpuszczalność siarczanów wapnia jest funkcją temperatury i zmniejsza się wraz z jej wzrostem (zależność ujemna). Anhydryt w wyższej temperaturze jest bardziej stabilny od gipsu. W warunkach naturalnych gips przechodzi w anhydryt w temperaturze $>58^\circ\text{C}$ w czystej wodzie i ok. $38\text{--}50^\circ\text{C}$ w wodach słabo zasolonych w systemie $\text{CaSO}_4\text{--H}_2\text{O}$. W solankach NaCl przemiana ta zachodzi w temperaturze niższej (ok. 18°C) w stadium nasycenia względem halitu. Powyżej tej granicznej temperatury gips jest metastabilny do temperatury ok. 100°C . W wyższej temperaturze przechodzi w anhydryt w warunkach tzw. suchej transformacji poprzez fazę pośrednią — bassanit. Dane eksperymentalne wskazują, że produkt reakcji w takich warunkach to anhydryt alfa (rozpuszczalny), tymczasem w przyrodzie występuje wyłącznie anhydryt beta (nierozpuszczalny). Ta rozbieżność może być spowodowana faktem, iż oprócz czynników termodynamicznych ważną rolę dla procesu przeobrażeń w środowiskach naturalnych mogą odgrywać również czynniki klimatyczne i biologiczne. W środowiskach naturalnych poddanych oddziaływaniu promieniowania słonecznego podwyż-

szającego temperaturę solanek porowych (tzw. efekt termalny), dehydratacja gipsu zachodzi znacznie wcześniej (przy współczynniku ewaporacji $E.R. = 5,02$, temp. $36,5^{\circ}\text{C}$), niż to jest przewidziane z reakcji izotermicznej ($E.R. = 9,03$, temp. $= 25^{\circ}\text{C}$).

W północnej części zapadliska przedkarpackiego anhydryt zastępujący gips pojawia się już na głęb. 200–250 m. Dane geofizyczne w otworach wiertniczych określają temperaturę na tej głębokości na ok. $16\text{--}20^{\circ}\text{C}$. Temperatura ta nie jest dostatecznie wysoka aby spowodować dehydratację gipsu w wodach o niskim zasoleniu, charakteryzującym współczesne wody poziomu miocenijskiego tego obszaru. Zatem, uwzględniając warunki termiczne (stopień geotermiczny i temperaturę powierzchniową) na obszarze Europy środkowej można wnioskować, że inne czynniki poza temperaturą zainicjowały proces anhydryzacji gipsów badeńskich. W gipsach pierwotnych częściowo przeobrażonych w anhydryty oraz w anhydrytach nie stwierdzono zarówno petrograficznie jak i rentgenograficznie obecności bassanitu. Śladowe ilości tego minerału występują jedynie miejscowo w gipsach wtórnych, co mogłoby sugerować bezpośredni lub poprzez krótkotrwałą (metastabilną?) fazę przejściową proces dehydratacji gipsu oraz wieloetapowy proces rehydratacji anhydrytu. Rozwiązanie tego problemu wymaga dalszych szczegółowych badań.

Zasolenie i aktywność wody porowej. Rozpuszczalność gipsu wzrasta wraz ze wzrastającym zasoleniem; jednocześnie temperatura przejścia gipsu w anhydryt spada, osiągając 18°C w solankach nasyconych względem halitu. Gdy aktywność wody w płynach porowych wzrasta (mniejsze zasolenie), zwiększa się stabilność gipsu i proces jego zastępowania przez anhydryt jest opóźniany. Aktywność wody wynosi 0,93 w stadium precypitacji gipsu z wody morskiej ($T_{\text{ga}} = 52^{\circ}\text{C}$) i spada do 0,75 w stadium precypitacji halitu ($T_{\text{ga}} = 18^{\circ}\text{C}$). Dlatego też anhydryt syngedymenacyjny może tworzyć się w środowiskach naturalnych jedynie w bardzo wysokiej temperaturze powierzchniowej i/lub w solankach nasyconych względem NaCl. Warunki takie występują w niektórych współczesnych środowiskach ewaporacyjnych (np. sebhá Abu Dhabi w Zatoce Perskiej), jednak i tam dominującą fazą mineralną jest gips a nie anhydryt. Jest to prawdopodobnie spowodowane krótkotrwałością powyższych warunków, lub dominującym wpływem innych czynników determinujących stabilność gipsu.

W kopalnych formacjach ewaporatowych aktywność wody w płynach porowych może być oszacowana na podstawie litologii otaczających skał. W przypadku gdy skały siarczanowe współwystępują z osadami silikoklastycznymi można sądzić, że płyny porowe odpowiadają pierwotnym wodom formacyjnym (aktywność wody $= 0,93$ dla wody morskiej). Natomiast współwystępowanie skał siarczanowych z utworami solnymi (np. w basenie badeńskim zapadliska przedkarpackiego) pozwala oszacować aktywność wody na ok. 0,75; w takich warunkach anhydryzacja mogła zachodzić w warunkach wgłębnych na znacznie mniejszej głębokości. Zatem, aktywność wody może być określona na podstawie pozycji anhydrytów w profilu litostratygraficznym oraz litologii skał współwystępujących. W układzie hydrologicznie zamkniętym, woda krystalizacyjna zwolniona w czasie dehydratacji może nieco zwiększyć aktywność wody w płynach porowych prowadząc w konsekwencji do zahamowania tego procesu.

Ciśnienie płynów porowych. Przejście gipsu w anhydryt jest związane ze zwolnieniem wody krystalizacyjnej, czemu towarzyszy w układzie otwartym (warunki hydrostatyczne) spadek objętości o 38%, natomiast w układzie zamkniętym (warunki litostatyczne) wzrost objętości o 10,5–11,5%. W warunkach hydrostatycznych woda krystalizacyjna łatwo jest od-

prowadzana i ciśnienie nadkładu jest przenoszone na fazę stałą, co preferuje fazę bardziej gęstą (anhydryt). W tych warunkach temperatura przejścia gipsu w anhydryt zmniejsza się wraz z głębokością i anhydrytyzacja zachodzi na niewielkiej głębokości. Natomiast w warunkach lito-
statycznych woda zwolniona w czasie dehydratacji nie ma możliwości ucieczki, co powoduje nadciśnienie płynów porowych i ciśnienie nadkładu jest przenoszone na fazę stałą i ciekłą. W takich warunkach temperatura przejścia wzrasta z głębokością i anhydrytyzacja zachodzi na większej głębokości. W formacjach kopalnych reżim ciśnienia płynów porowych może być oszacowany na podstawie znajomości przewodności hydraulicznej i szczelności nadkładu.

Zanieczyszczenia i inne czynniki. Na stabilność gipsu i jego zastępowanie przez anhydryt mają również wpływ czynniki takie jak: koncentracja jonów Mg, Sr, K, Na, Fe, obecność materii organicznej oraz wielkość kryształów gipsu. Pierwiastki śladowe i materia organiczna występują pospolicie w formie zanieczyszczeń w kryształach gipsu; powodują one osłabienie więzi grup OH⁻ w sieci krystalicznej gipsu i tym samym zmniejszają jego stabilność ułatwiając proces dehydratacji. Zdaniem niektórych autorów mniejsze kryształy gipsu są zastępowane łatwiej (szybciej) przez anhydryt niż kryształy duże.

Wyniki modelowań Jowetta i in (1993) wykazały, że również litologia nadkładu i jego parametry fizyczne (porowatość, przewodność termiczna i cieplna) oraz środowisko tektoniczne warunkują głębokość przejścia gipsu w anhydryt. Gips przechodzi w anhydryt na małej głębokości (ok. 400 m), kiedy jest przykryty przez słabe przewodniki (takie jak łupki lub gips w środowisku ryftowym) lub na dużej głębokości (hipotetycznie 4 km), kiedy jest przykryty dobrymi przewodnikami (takimi jak sól w stabilnym rejonie kratonicznym). Czynniki takie jak: współwystępowanie skał siarczanowych z solami kamiennymi lub potasowymi, ogólna ich miąższość, położenie poniżej słupa wody, sedimentologiczne i petrograficzne wskaźniki pierwotnej obecności gipsu, litologia nadkładu i środowisko tektoniczne, powinny być zawsze brane pod uwagę przy oszacowywaniu głębokości anhydrytyzacji.

W dyskusji brali udział: Z. Kowalczewski, M. Kuleta, J. Malec, S. Salwa, W. Trela i prelegentka.

Posiedzenie naukowe odbyło się w dniu 11 września 2002 r.

Jan MALEC: Znaczenie stratygraficzne małżoraczków z pogranicza dewonu dolnego i środkowego w regionie łysogórskim

Małżoraczki należą do najbardziej rozpowszechnionej grupy mikroskamieniałości w osadach z pogranicza dewonu dolnego i środkowego regionu łysogórskiego. Występują prawie we wszystkich ogniwach litologicznych wchodzących w skład formacji grzegorzowickiej. Najliczniejsze zespoły małżoraczkowe uzyskano z odsłoneń w kamieniołomie „Bukowa Góra”, z Godowa, Grzegorzowic, Wydryszowa, oraz z otworów wiertniczych Chełmowa 3, Jeziorko 1, Kowalkowice 1, Lekomin IG 1, Modrzewie 2A, Tarczek 1 i Wierzbontowice 1.

Łącznie zebrano kilka tysięcy okazów, reprezentowanych głównie przez pancerzyki i skorupki, rzadziej przez ośródk i negatywy zewnętrznej powierzchni skorupki. Najliczniejsze i najlepiej zachowane zespoły pochodzą z ogniwa margli z Godowa oraz z ogniwa wapieni z Wydrysza. Stosunkowo liczne asocjacje małżoraczkowe uzyskano z osadów iłowcowych ogniwa z Bukowej Góry. W utworach tych okazy małżoraczków często występują w postaci ośródek lub negatywów zewnętrznej powierzchni skorupki a także w formie spirytyzowanych pancerzyków bądź skorupki. Liczne zespoły małżoraczków występują także w wapieniach ze stropowej części formacji Grzegorzowickiej (kompleks VIII, wg podziału Pajchlowej, 1957), które odpowiadają wapieniom poziomu dąbrowskiego z regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich. Starszy zespół pochodzący z tych wapieni jest bardziej zróżnicowany taksonomicznie, natomiast w młodszym przeważają głównie okazy gładkoskorupowe z rzędu *Podocopida*. Nieliczne małżoraczki rozpoznano w ogniwie dolomitów z Rzepina, z obszaru antykliny wydrysza. Tylko w profilu Grzegorzowic, w górnej części ogniwa z Rzepina, znaleziono stosunkowo liczne i urozmaicone gatunkowo zespoły małżoraczków. W laminowanych dolomitach, obecne są między innymi liczne okazy leperditii z rodzaju *Herrmannina*, reprezentujące największe małżoraczki (do 1 cm długości) występujące w badanych utworach. Ten sam rodzaj dużych małżoraczków rozpoznano w otworze Lekomin IG 1, w brunatnych mułowcach ogniwa mułowców i piaskowców z Zachełmia. W dolnej części tego ogniwa, w profilu kamieniołomu „Bukowa Góra”, występują nieliczne małżoraczki charakterystyczne dla środowisk otwartomorskich.

W badanym materiale wyróżniono łącznie ponad 90 gatunków i podgatunków małżoraczków należących do 62 rodzajów. Większość gatunków znalezionych w osadach formacji grzegorzowickiej, opisana została wcześniej przez Adamczaka (1968, 1976) z profili Grzegorzowic i Wydrysza. Z Grzegorzowic, autor ten opisał zespoły małżoraczków pochodzące tylko z kompleksów II–V, wchodzących w skład ogniwa z Bukowej Góry oraz ogniwa wapieni z Wydrysza. Po raz pierwszy zbadano w tym profilu zespoły małżoraczków występujące w wyższej części formacji grzegorzowickiej. Pochodzą one ze stropowej części ogniwa z Rzepina oraz z wapieni występujących w stropowej części formacji Grzegorzowickiej (kompleksy VII i VIII).

W badanym materiale małżoraczkowym zidentyfikowano przedstawicieli 20 rodzajów (*Acratia*, *Aechmina*, *Baschkirina*, *Clavofabellina*, *Coelonella*, *Cytherellina*, *Eukloedenella*, *Fabalitypris*, *Fellerites*, *Gerbeckites*, *Herrmannina*, *Kirkbyella*, *Knoxella*, *Menoeidina*, *Orthocypris*, *Pronipantex*, *Sulcatiella*, *Tricornina*, *Ulrichia*, *Zygobeyrichia*) nie znanych dotychczas z osadów pogranicza dewonu dolnego i środkowego regionu łysogórskiego. Wśród zebranych okazów występuje kilkanaście nowych gatunków nie opisywanych dotąd z górnego emsu i najniższego eiflu. Małżoraczki te, po szczegółowym opracowaniu paleontologicznym będą przedmiotem oddzielnej pracy.

Spśród wszystkich grup skamieniałości znajdujących na pograniczu dewonu dolnego i środkowego regionu łysogórskiego, małżoraczki reprezentowane są przez największą liczbę osobników. Mikroskamieniałości te charakteryzują się przy tym stosunkowo szybkim tempem zmian ewolucyjnych. Cechą bardzo istotną z praktycznego punktu widzenia, jest obecność u licznych rodzajów i gatunków — bogatej ornamentacji skorupki, ułatwiającej ich identyfikację. Znaczna część gatunków ma duże znaczenie korelacyjne, wynikające z występowania w osadach równowiekowych, o różnym wykształceniu litologicznym.

Potwierdzeniem możliwości wykorzystania małżoraczków dla celów co najmniej regionalnej biostratygrafii, było wyróżnienie przez Adamczaka (1976) w dolnej części formacji grzegorzowickiej, w profilach Grzegorzowic i Wydrysowa — 4 poziomów ostrakodowych (*Kozłowskiella corbis*, *Bairdia cultrijugati*–*Bairdiocypris lamellaris*, *Arikloedenia magna* i *Poniklacella abnormis*). Zdaniem autora, na podstawie zróżnicowanych taksonomicznie nowych zespołów małżoraczkowych znalezionych w ogniwie dolomitów z Rzepina i w wapieniach kompleksu VIII w profilu Grzegorzowic, możliwe jest wydzielenie kolejnych, na razie nieformalnych, trzech poziomów ostrakodowych.

Pierwszy z nich, można wstępnie wyróżnić jako poziom *Kozłowskiella spriestersbachi*. Jego dolną granicę wyznacza pojawienie się charakterystycznego gatunku *Kozłowskiella spriestersbachi* (Dahmer), stwierdzonego po raz pierwszy w stropowej części kompleksu VII (ogniwo dolomitów z Rzepina) w profilu Grzegorzowic.

Wyższy poziom można wstępnie określić jako *Bythocyproidea polaris*, z dolną granicą równoznaczną z pojawieniem się gatunku *Bythocyproidea polaris* (Gürich). Występuje on powszechnie w obrębie liczego gatunkowo zespołu małżoraczków, rozpoznanego w wapieniach kompleksu VIII profilu Grzegorzowic.

Najmłodszy proponowany poziom ostrakodowy, wyodrębniony w profilu formacji grzegorzowickiej, można wyróżnić jako poziom *Acratia*. Poziom ten obejmowałby górną część wapieni kompleksu VIII z profilu Grzegorzowic, bogatych w małżoraczki z rzędu *Podocopida*. W występującym tam zespole dominują zdecydowanie okazy należące do rodzaju *Acratia*. Małżoraczki te nie były dotychczas opracowywane pod kątem taksonomicznym. Przedstawiciele rodzaju *Acratia* nie są znani w starszych utworach formacji grzegorzowickiej.

Poza regionem łysogórskim, na obszarze Gór Świętokrzyskich, zespoły małżoraczków podobne do występujących w środkowej części formacji grzegorzowickiej, rozpoznano jak dotąd tylko w zachodniej części regionu kieleckiego, w profilu otworu Porzecze IG 5A, odwierconego na zachodnim krańcu synkliny miedzanogórskiej. W najstarszym zespole małżoraczkowym, występującym w tym profilu bezpośrednio ponad dolnodewońską serią terygeniczną, obecne są gatunki znane w regionie łysogórskim także w utworach leżących poniżej ogniwa dolomitów z Rzepina. W zespole tym nie ma jednakże wielu gatunków obecnych w niższej i środkowej części formacji grzegorzowickiej (ogniwo z Bukowej Góry, ogniwo wapieni z Wydrysowa, ogniwo margli z Godowa), w tym między innymi gatunków *Kozłowskiella corbis* (Dahmer) i *Arikloedenia magna* Adamczak. Skład taksonomiczny najstarszego zespołu małżoraczkowego z Porzecza wskazuje, że jego pozycja biostratygraficzna jest wyższa od ostrakodowego poziomu *Poniklacella abnormis* z regionu łysogórskiego, obejmującego górną część ogniwa wapieni z Wydrysowa.

Zespoły małżoraczków występujące w regionie łysogórskim w niższej części wapieni kompleksu VIII z profilu Grzegorzowic, rozpoznane zostały także w regionie kieleckim, w profilach otworów wiertniczych Porzecze IG 5A, Dąbrowa D 5, Wola Zamkowa 2 oraz w rejonie Zbrzy. Zespół małżoraczków z pogranicza poziomów *Kozłowskiella spriestersbachi* i *Bythocyproidea polaris*, z gatunkiem *Kozłowskiella spriestersbachi* (Dahmer) — udokumentowano w rejonie Zbrzy. Liczne małżoraczki (ponad 30 gatunków) reprezentujące poziom *Bythocyproidea polaris*, stwierdzono lub opisano w profilach wierceń Porzecze IG 5A, Dąbrowa D 5, Wola Zamkowa 2 i z okolic Zbrzy.

Poziomy ostrakodowe wyróżnione przez F. Adamczaka w dolnej części formacji grzegorzowickiej, poza Górami Świętokrzyskimi, w dewonie Polski nie były dotąd nigdzie wyznaczane. Głównym powodem tego jest brak fauny ostrakodowej w równowiekowych utworach, wykształconych poza regionem łysogórskim głównie w facjach terygenicznym płytkomorskich lub lądowych. Jedynie w profilu otworu Ostałów 1, odwierconym w odległości około 40 km na północ od Gór Świętokrzyskich udokumentowano dolnodewońską faunę małżoraczkową, podobną do występującej w dolnej części formacji grzegorzowickiej. Wyróżnione w tym zespole gatunki: *Kozłowskiella corbis* (Dahmer) i *Arikloedenia magna* Adamczak, wyznaczają stosunkowo precyzyjnie pozycję biostratygraficzną osadów z niższej części tego profilu. W regionie łysogórskim, małżoraczki *K. corbis* i *A. magna* współwystępują w ogniwie wapieni z Wydryszowa, w ostrakodowych poziomach *A. magna* i *P. abnormis*, przypadających na konodontowy poziom *patulus*. Gatunek *A. magna* znany był wcześniej tylko w osadach formacji grzegorzowickiej z regionu łysogórskiego.

Wyniki dotychczas przeprowadzonych badań wskazują na przydatność małżoraczków przy określaniu wieku osadów z pogranicza emsu i eiflu w regionie łysogórskim. Ich duże zróżnicowanie taksonomiczne w profilu pionowym formacji grzegorzowickiej, umożliwiło wyróżnienie kilku formalnych i nieformalnych poziomów ostrakodowych. Małżoraczki górnego emsu występują w obrębie poziomów od *K. corbis* do *K. spriestersbachi*, natomiast małżoraczki dolnoeifelskie wchodziły w skład poziomów *B. polaris* i *Acratia*. Należy podkreślić obecność szczególnie dużego, łatwo uchwytnego kontrastu istniejącego pomiędzy zespółami małżoraczków z poziomów *K. corbis*–*P. abnormis* a poziomem *B. polaris*. Zespół małżoraczków najniższego eiflu, z poziomu *B. polaris*, jest bardzo charakterystyczny, jednoznacznie odróżniający się od zespółu z poziomu *K. spriestersbachi* z najwyższego emsu.

W dyskusji brali udział: Z. Szczepanik, Z. Zbroja, T. Wróblewski i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 18 września 2002 r.

Ewa WRÓBLEWSKA: Warunki hydrogeologiczne i stopień zagrożenia wód podziemnych na ark. Ostrowiec Świętokrzyski *Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000*

Obszar arkusza leży na pograniczu dwóch regionów geologicznych — trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich i ich północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego. Trzon paleozoiczny tworzą skały syluru i dewonu. Profil mezozoiku składa się z osadów triasu i jury.

Utwory geologiczne występujące na omawianym terenie budują trzy piętra strukturalne. Najstarsze — paleozoiczne obejmuje niewielki fragment północnego skrzydła skiby łysogórskiej (silnie sfałdowane i zdyslokowane skały górnego syluru i dewonu). Młodsze piętro obejmuje osady permu i triasu o bardzo urozmaiconej tektonice. Na ogół warstwy o niewielkim nachyleniu przechodzą w niemal płasko leżące, lub w strefy silnych zaburzeń tektonicznych. Na utworach permu i triasu od północnego wschodu zalegają nachylone pod

kątem kilku stopni skały jurajskie. W strefach dyslokacyjnych upady warstw rosną nawet do pionowych (antyklina Bukowia). Na utworach jury występuje trzeciorzęd wykształcony w postaci płatów piasków żelazistych, chalcedonitów, ilów i mułków. Starsze podłoże przykryte jest osadami czwartorzędowymi. W północno-wschodniej części — glinami, piaskami i żwirami wodnolodowcowymi, na południe od doliny Kamiennej — lessami. Dolina Kamiennej wypełniona jest piaskami i żwirami rzecznyymi.

Urozmaicona budowa geologiczno-strukturalna obszaru powoduje, że warunki hydrogeologiczne są także zróżnicowane. Znaczenie użytkowe mają pietra wodonośne występujące w utworach czwartorzędu, jury, triasu, dewonu środkowego.

Piętro czwartorzędowe o znaczeniu użytkowym występuje w dolinie Kamiennej i w rejonie Wszechświętnego. Tworzą go piaski i żwiry rzeczne. Poziom czwartorzędowy w dolinie rzeki Kamiennej jest w kontakcie hydraulicznym z leżącymi pod nim poziomami: dolnojurajskim (w części zachodniej i centralnej arkusza) i środkowojurajskim (w części wschodniej). W oparciu o połączone poziomy jury dolnej i czwartorzędu funkcjonowało (aktualnie nieczynne) duże ujęcie wielootworowe Romanów dla Ostrowca. Jakość wody łączonych poziomów czwartorzędowo-dolnojurajskiego i czwartorzędowo-środkowojurajskiego doliny Kamiennej określono jako złą z powodu podwyższonych zawartości żelaza i manganu dlatego wymaga skomplikowanego uzdatniania.

W piętrze jurajskim znaczenie użytkowe posiadają wody występujące w wapieniach jury górnej, w piaskowcach i mułowcach jury środkowej a także w piaskowcach, mułowcach i ilowcach jury dolnej. Wapienie jury górnej tworzą zbiornik szczelinowy o przeważnie napiętym zwierciadle wody. Piaskowce i mułowce jury środkowej oraz dolnej budują zbiornik porowy i porowo-szczelinowy. Zwierciadło wody jest często napięte przez nieprzepuszczalne przewarstwienia ilów. W części północno-wschodniej arkusza, poziomy jury górnej i jury środkowej pozostają w bezpośrednim kontakcie hydraulicznym. Z połączonych poziomów górnójurajskiego i górnej części środkowojurajskiego (piaskowce keloweju) pobierana jest woda dla Ostrowca z ujęcia komunalnego w Kątach Denkowskich. Wody poziomu dolnej jury oceniono jako średniej jakości z uwagi na podwyższone zawartości żelaza i manganu. Wody dobrej jakości, wymagające prostego uzdatniania, występują w środkowojurajskim poziomie wodonośnym. Wody bardzo dobrej jakości to wody łączonego poziomu górnio-środkowojurajskiego.

Triasowe piętro wodonośne występuje tylko w południowo-zachodniej części arkusza. Stanowią go mułowce, ilowce i piaskowce triasu górnego, wapienie triasu środkowego i piaskowce z mułowcami i przewarstwieniami ilowców triasu dolnego. Permskie utwory wodonośne występujące w formie wąskich wydzieliń, włączono w całości do dolnotriasowego poziomu wodonośnego (podobne wykształcenie litologiczne). Wody poziomu dolnotriasowego oceniono jako średniej jakości (duża zawartość żelaza i manganu), natomiast łączony poziom dolno-środkowo- i górnotriasowy ma wody bardzo dobrej jakości.

Dewońskie piętro wodonośne występuje w zachodniej części obszaru arkusza. Są to węglanowe utwory dewonu środkowego (wapienie, wapienie margliste, dolomity), budujące zbiornik szczelinowo-krasowy. Zwierciadło wody jest swobodne. Wody poziomu środkowodewońskiego oceniono jako bardzo dobrej jakości.

Stopień zagrożenia jakości wód podziemnych określano biorąc po uwagę izolację głównych poziomów wodonośnych oraz obecność i charakter ognisk zanieczyszczeń.

Większość terenów występowania głównych użytkowych poziomów wodonośnych uznano za obszary o średnim stopniu zagrożenia jakości. Obszary doliny Kamiennej z ogniskami zanieczyszczeń zakwalifikowano jako tereny o wysokim stopniu zagrożenia. Teren Ostrowca, dużego ośrodka przemysłowego z bardzo licznymi obiektami zanieczyszczeń, potraktowano jako obszar o bardzo wysokim stopniu zagrożenia jakości wód podziemnych. Jedynie w zachodniej i południowej części terenu arkusza występują obszary o niskim stopniu zagrożenia jakości wód podziemnych.

W dyskusji brali udział: G. Herman, M. Kos, J. Prażak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 9 października 2002 r.

Ewa WRÓBLEWSKA: Warunki hydrogeologiczne i stopień zagrożenia wód podziemnych na ark. Nowa Słupia *Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000*.

Obszar arkusza Nowa Słupia położony jest na styku paleozoicznego cokołu i permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Trzon paleozoiczny składa się z szeregu elementów antyklinalnych i synklinalnych zbudowanych ze skał kambru, ordowiku, syluru, dewonu i karbonu. Struktury geologiczne układają się w kierunku WNW–ESE i pocięte są licznymi uskøkami poprzecznymi (najbardziej znacząca jest dyslokacja Rudek). Głównymi strukturami tektonicznymi są: skiba łysogórska, synklina bodzetyńska, antyklina bronkowicka i fałd godowski.

Osady triasu i jury leżą dyskordantnie w stosunku do osadów paleozoicznych, na ogół płasko, a w pobliżu wychodni paleozoicznych wykazują silne zaburzenia. Szczególnie w północnym skrzydle fałdu godowskiego przebiega strefa silniejszych zaburzeń tektonicznych związanych z dyslokacją godowsko-mnichowską o kierunku NW–SE. W części północnej na strukturach paleozoicznych leżą osady permu, triasu i jury.

Zróżnicowanie litologiczne warstw wodonośnych oraz skomplikowana tektonika powodują zmienność warunków hydrogeologicznych w nich panujących. Zbiorniki wód podziemnych o znaczeniu użytkowym występują w utworach czwartorzędu, jury, triasu dolnego i środkowego, dewonu górnego i środkowego. Utwory staropaleozoiczne oraz karbońskie a także górnego triasu-retyku przyjmuje się za bezwodne.

Piętro czwartorzędowe o znaczeniu użytkowym występuje tylko w dolinie Kamiennej. Tworzą go piaski i żwiry rzeczne, będące w kontakcie hydraulicznym z osadami jury dolnej. Miąższość poziomu przekracza 80 m. Wydajność potencjalna studni mieści się w granicach 10–30 m³/h. Jakość wody oceniono jako złą, wymagającą skomplikowanego uzdatniania.

Dolnojurajski poziom wodonośny występuje w północno-wschodniej części obszaru. Tworzą go piaskowce, mułowce i iłowce jury dolnej. Na terenie arkusza poziom ten nie jest ujmowany studniami wierconymi.

Triasowe piętro wodonośne występuje w centralnej i północno-wschodniej części arkusza. Stanowią go piaskowce i mułowce kajpru (poziom górnotriasowy), wapienie i margle

wapienia muszlowego (poziom środkowotriasowy) oraz piaskowce i mułowce pstrego piaskowca (poziom dolnotriasowy). Są to zbiorniki porowo-szczelinowe i szczelinowo-krasowe o miąższości osadów ok. 80 m. Zróżnicowanie litologiczne utworów triasu (różny udział przewarstwień ilastych) jest przyczyną zmienności parametrów hydrogeologicznych. Zwierciadło wody jest napięte, wielkość naporu waha się od 0,8m do kilkudziesięciu metrów. Osady triasu górnego (retyku) — wykształcone jako łupki ilasto-piaszczyste, ility z cienkimi wkładkami piaskowców i mułowców uznano za niewodonośne. Permskie utwory wodonośne występują jako pojedyncze płyty na granicy dewonu i triasu lub w obrębie wychodni triasu. Z uwagi na niewielkie rozmiary włączono je do pietra triasowego. Wody poziomów górnotriasowego, środkowotriasowego oceniono jako bardzo dobrej jakości. Wody poziomu dolnotriasowego z uwagi na podwyższoną zawartość żelaza i manganu wymagają prostego, a miejscami skomplikowanego uzdatnienia.

Dewońskie piętro wodonośne rozprzestrzenia się pasem zwężającym się od zachodu w kierunku wschodnim. Niewielki jego fragment występuje również w południowo-zachodnim narożniku arkusza. Stanowią go wapienie, margle i dolomity dewonu środkowego wraz z wapieniami marglistymi dewonu górnego (fran). Skały te tworzą zbiornik o charakterze szczelinowo-krasowym. Zwierciadło wody w skali regionalnej jest swobodne, lokalnie naporowe (napięcie powodują niespękane partie skał). Występuje ono na głębokości od kilku do kilkunastu m p.p.t. Zbiorniki szczelinowo-krasowe cechuje duża zmienność parametrów hydrogeologicznych co uwarunkowane jest różnym stopniem spękania i skrasowienia skał w poszczególnych jednostkach tektonicznych. Świadczy o tym zróżnicowanie wydajności wody użytkowanych ze studni wierconych (od 0,6 m³/h do 123 m³/h). Osady najwyższej części dewonu górnego (famenu) — margle ilaste, łupki margliste są bardzo nisko wodonośne i nie stanowią użytkowego poziomu wodonośnego. Wody poziomu środkowodewońskiego oceniono jako bardzo dobre, miejscami jako dobre (wymagające prostego uzdatniania z powodu podwyższonej zawartości żelaza i manganu).

Stopień zagrożenia jakości wód podziemnych określono na podstawie stopienia izolacji głównych poziomów wodonośnych oraz obecności i charakteru ognisk zanieczyszczeń. Większość terenów występowania głównych użytkowych poziomów wodonośnych uznano za obszary o średnim stopniu zagrożenia jakości wód podziemnych. Bardzo niski stopień zagrożenia występuje w północno-wschodniej części obszaru arkusza, tam gdzie nieprzepuszczalne utwory retyku tworzą dobrą izolację dla połączonych poziomów wodonośnych środkowo- i dolnotriasowego. Rejon Rudek z uwagi szczelinowy charakter zbiornika dewońskiego i wychodnie, przy jednoczesnej obecności ognisk zanieczyszczeń, uznano za obszar o wysokim stopniu zagrożenia. Wysoki stopień zagrożenia jakości wód podziemnych występuje również w dolinie Kamiennej, gdzie poziom czwartorzędowy występuje wspólnie z poziomem dolnojurajskim (kontakt hydrauliczny). Zagrożeniem dla jakości wód jest także nieprawidłowa gospodarka wodno-ściekowa. Problem ten narasta wraz z uruchamianiem nowych wodociągów bez jednoczesnej budowy kanalizacji i skutecznych oczyszczalni ścieków.

W dyskusji brali udział: G. Herman, M. Kos, M. Nowak, T. Wróblewski i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 9 października 2002 r.

Gertruda HERMAN: **Warunki hydrogeologiczne i stopień zagrożenia wód podziemnych na obszarze arkusza Oleszno** *Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000*

Obszar arkusza Oleszno *Mapy hydrogeologicznej Polski* obejmuje fragmenty dwóch regionów hydrogeologicznych: środkowomałopolskiego i nidziańskiego. W regionie środkowomałopolskim zbiorniki wód podziemnych o znaczeniu użytkowym występują w utworach czwartorzędowych i mezozoicznych — jurajskich i triasowych. W regionie nidziańskim użytkowy charakter ma głównie kredowe piętro wodonośne i lokalnie czwartorzędowe.

Czwartorzędowe piętro wodonośne występuje w centralnej i zachodniej części arkusza. Poziom ten stanowią piaski i żwiry leżące na mułkach piaszczystych i ilach zastoiskowych wypełniających doliny kopalne pra-Czarnej Pilczyckiej i jej dopływów. Wodonośne osady czwartorzędowe o miąższości od kilku do 20 m i podścielające je osady zastoiskowe leżą na wodonośnych utworach przedczwartorzędowych: marglach i wapieniach kredy górnej, piaszkowcach i piaskach kredy dolnej i górnej (region nidziański) oraz wapieniach jury górnej, lokalnie osadach piaszczysto-iłowcowych jury środkowej i dolnej (region środkowomałopolski). Poziom ten ma najczęściej podrzędne znaczenie użytkowe. Wody w osadach czwartorzędowych — na obszarze arkusza — są ujęte tylko jednym otworem studziennym.

Kredowe piętro wodonośne składa się z dwóch poziomów: górnokredowego i dolnokredowego. Poziom górnokredowy stanowią dwa różne kompleksy litologiczne. Główna jego część jest wykształcona w postaci margli, wapieni i opok, natomiast najniższe partie (cenoman) są zbudowane z piaszkowców i piasków o miąższości od 30 do 100 m. Poziom dolnokredowy jest reprezentowany przez piaszkowce, piaski i gezy albu o miąższości od kilkunastu do 130 m.

Użytkowy poziom górnokredowy zajmuje południowo-zachodnią część obszaru arkusza. Poziom ma charakter szczelinowy i porowo-szczelinowy. Głębokość strefy aktywnej wymiany wód oceniono na 80–120 m. Regionalny odpływ wód podziemnych odbywa się ku zachodowi. Wyraźnie zaznacza się drenujący charakter rzeki Czarnej Pilczyckiej — dopływu Pilicy. Wydajności potencjalne otworów studziennych wynoszą najczęściej 10–30 i 30–50 m³/h, a niekiedy nie przekraczają 10 m³/h. Lokalnie są wyższe i wynoszą 50–70, a nawet 70–120 m³/h. Górnokredowy poziom wodonośny stanowi fragment głównego zbiornika wód podziemnych GZWP nr 408 — Niecka miechowska (NW) i nr 409 — Niecka miechowska (SE). Granicę pomiędzy dwiema częściami górnokredowego zbiornika stanowi dział wód podziemnych. Wody te charakteryzują się na ogół bardzo dobrą jakością, jedynie lokalnie są dobrej jakości ze względu na nieznaczne przekroczenia zawartości żelaza, manganu lub pH oraz wody o średniej jakości.

Poziom dolnokredowy występuje wąskim pasem wzdłuż zasięgu górnokredowego poziomu wodonośnego niecki nidziańskiej. Zbiornik ten jest najczęściej porowo-szczelinowy. Wydajności potencjalne otworów studziennych wynoszą przeważnie 10–30 m³/h i

poniżej $10 \text{ m}^3/\text{h}$. Lokalnie są wyższe w przedziale $50\text{--}70 \text{ m}^3/\text{h}$. Wody tego poziomu mają z reguły bardzo dobrą jakość.

Jurajskie piętro wodonośne występuje w centralnej i w północno-wschodniej części obszaru arkusza. Piętro to reprezentują trzy poziomy: górnourajski, środkowourajski i dolnourajski.

Poziom górnourajski budują wapienie i wapienie margliste w obrębie trzech struktur tektonicznych. Poziom ten ma charakter szczelinowo-krasowy. Wodonośne utwory górnej jury wykazują dużą zmienność parametrów hydrogeologicznych. Wyższą wodonośnością ($50\text{--}70 \text{ m}^3/\text{h}$) charakteryzują się na ogół wapienie oksfordu, natomiast wodonośność wapieni z wkładkami łupków kimerydu jest niska ($10\text{--}30 \text{ m}^3/\text{h}$ i poniżej $10 \text{ m}^3/\text{h}$). Wody poziomu górnourajskiego są najczęściej bardzo dobrej jakości.

Poziomy środkowourajski i dolnourajski, z wodami szczelinowo-porowymi, występują w naprzemianległych seriach piaskowcowo-iłowcowo-mułowcowych. Wydzielono je łącznie jako jeden kompleks poziomów wodonośnych. Występują one w wąskich strukturach geologicznych. Cechuje je duża zmienność litologiczna skał oraz niskie parametry hydrogeologiczne warstw wodonośnych. Są to przeważnie wody o średniej jakości ze względu na znacznie podwyższone zawartości manganu i niski odczyn pH.

Piętro triasowe tworzą trzy poziomy: górnotriasowy, środkowotriasowy i dolnotriasowy występujące w północnej i południowo-wschodniej części arkusza.

Poziom górnotriasowy stanowią wodonośne piaskowce przeławicone mułwcami, iłowcami i łupkami. Poziom ten jest rozpoznany tylko dwoma otworami studziennymi o wydajnościach w przedziale $10\text{--}30 \text{ m}^3/\text{h}$. Poziom środkowotriasowy budują wapienie z wkładkami margli. Poziom dolnotriasowy występuje w piaskowcach przeławiconych mułwcami i iłowcami. Obydwa poziomy nie są rozpoznane na obszarze arkusza.

Przeważające tereny występowania głównych użytkowych poziomów wodonośnych uznano za obszary o średnim stopniu zagrożenia jakości wód podziemnych. Zakwalifikowano do tej grupy obszary, na których skały przedczwartorzędowe odsłaniają się na powierzchni terenu lub przykryte są osadami słaboprzepuszczalnymi o miąższości mniejszej od 15 m. Są to tereny o ograniczonej dostępności, prawnie chronione (parki krajobrazowe, obszary chronionego krajobrazu, kompleksy leśne, strefy ochronne ujęć wód podziemnych), na których nie ma zlokalizowanych obiektów uciążliwych dla środowiska. Tereny występowania zwartej pokrywy półprzepuszczalnych osadów zastoiskowych w kopalnych dolinach lub pokryte glinami, gdzie nie ma zlokalizowanych ognisk zanieczyszczeń, uznano za obszary o niskim stopniu zagrożenia jakości wód podziemnych. Przy większej koncentracji ognisk zanieczyszczeń (rejon kopalni i zakładów wapienniczych w Bukowej, teren miejsko-przemysłowy Włoszczowy i zabudowy wiejskiej Krasocina i Oleszna) stopień zagrożenia jakości wód oceniono jako wysoki.

W dyskusji brali udział: J. Prażak, J. Gągoł, A. Juszczyk, E. Wróblewska, M. Kos i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 16 października 2002 r.

Sylwester SALWA: Mapa sieci współczesnych uskokuw i mapa strukturalna spągu permu w NW części obrzeżenia permsko-mezozoicznego regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich

Omawiane mapy stanowią część wieloautorskiego opracowania pt. „Mapy miąższościowo-litofacjalne północnej części regionu świętokrzyskiego” zrealizowanego jako temat planowy 6.20.1505.00.0 sfinansowany ze środków KBN. Wykonane mapy prezentowane są przez poszczególnych wykonawców w kolejnych referatach, do których odnoszą się również przedstawione poniżej informacje dotyczące obszaru badań i metodyki.

Obszar badań obejmuje swym zasięgiem północno-zachodnie przedpole Gór Świętokrzyskich, łysogórską część cokołu paleozoicznego oraz wyniesienie radomsko-kraśnickie. Informacje o osadach paleozoicznych na tak zdefiniowanym terenie są znikome. Dlatego też do bezpośrednich rozważań włączono również dane pochodzące z obszarów okalających badany region. Zostały one wykorzystane do interpolacji miąższościowych i litofacjalnych. Dało to możliwość interpretacji i ekstrapolacji danych oraz określenia, niestety tylko przybliżonych, miąższości i wykształcenia litologicznego osadów dla poszczególnych jednostek paleozoiku na badanym obszarze.

W efekcie przeprowadzonych prac skonstruowano trzy profile syntetyczne uwzględniające utwory od kambru do karbonu na terenie łysogórskiej części Gór Świętokrzyskich, utwory dewonu-karbonu na północnym przedpolu cokołu paleozoicznego w rejonie Ostalowa i Bąkowej-Przysuchy, oraz 8 map: dokumentacyjną, sieci współczesnych uskokuw, strukturalną spągu permu, miąższości i zasięgów facji ewaporatowych permu, miąższości i litofacji karbonu, miąższości i litofacji dewonu środkowego i górnego, miąższości i litofacji dewonu dolnego oraz miąższości serii ordowicko-sylurskiej. Jest to opracowanie zespołowe. Wymienione profile i mapy autoryzowane są przez poszczególnych wykonawców.

Autorzy opracowania pragną podkreślić, że jest to pierwsza próba wykonania map dzisiejszych rzeczywistych miąższości i litofacji osadów poszczególnych okresów paleozoiku na północnym przedpolu Gór Świętokrzyskich. Przy niewielkiej ilości materiałów faktograficznych są to mapy przybliżonych, wyinterpretowanych miąższości i litofacji. Należy się liczyć, że poprawność odwzorowania kartograficznego na tym etapie badań może ulec pewnym modyfikacjom po uwzględnieniu niedostępnych do niedawna przekrojów sejsmicznych wykonanych przez firmy geofizyczne.

Przy konstrukcji map i profili syntetycznych uwzględniono około 80 profili wiertniczych i odsłoneń których lokalizację przedstawiono na mapie dokumentacyjnej. Profile syntetyczne badanych osadów wykreślono w skali 1:10 000. Odpowiednią szrafurą i kolorystycznie zaznaczono rangę danych faktograficznych i interpretowanych, na podstawie których zestawiono profile. Niektóre z nich skonstruowano na podstawie fragmentu profilu wiertniczego, interpretacji części niedowierconej i zerodowanej itp.

Serie map miąższościowo-litofacjalnych i mapę strukturalną wykonano w skali 1:500 000. Do ich konstrukcji zastosowano metodę konturowania równoległego połączonego z interpretacyjnym. Mapy miąższości przedstawiają dzisiejszą, najczęściej przybliżoną rzeczywistą miąższość osadów. Mapy te pokazano na tle sieci uskokuw rysujących się na mapie struktural-

nej spągu permu. Zostały one uwzględnione przy określeniu charakteru granic współczesnego zasięgu osadów oraz interpretacji rozkładu miąższości. Litofacjalne mapy składu wykonano na podkładach paleomiąższościowych. Dostępne materiały pozwoliły tylko na skonstruowanie map jakościowych. Rozprzestrzenienie i zróżnicowanie litofacji pokazano kolorystycznie i przy pomocy szrafury. Mapy te wykonano dla dewonu dolnego, środkowego i górnego, karbonu i permu. Dla syluru łącznie z ordowikiem wykonano tylko mapę miąższości.

W obrębie obszaru badań wyraźnie widoczne jest występowanie kilku dominujących kierunków przebiegu dyslokacji. Pierwszym i posiadającym najprawdopodobniej najstarsze, kaledońsko-waryscyjskie założenia, jest kierunek WNW–ESE, czyli świętokrzyski. Kierunek ten najsilniej manifestuje swą obecność w W i NW części obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Podobnie ułożone są nieciągłości o kierunku NW–SE, czyli środkowopolskim. Ich obecność jest efektem aktywności laramijskiej.

Od opisanego schematu odbiega N i NE część obrzeżenia paleozoiku świętokrzyskiego. Na tym obszarze zdecydowanie dominują uskoki o kierunku NE–SW przesuwcze i rzutowo-przesuwcze, będące efektem ruchu przesuwczego odbywającego się w głębokim podłożu, a dyslokacje o kierunku świętokrzyskim pojawiają się sporadycznie.

Zrzut warstw mezozoicznych stwierdzony w uskoku Skrzynna wynosi około 700 metrów co świadczy o znacznej amplitudzie laramijskich przemieszczeń. Obecność tego rozłamu udokumentowana jest także badaniami geofizycznymi.

Opisywane zespoły uskoków występujących w obrębie skał mezozoicznych, są w znacznej mierze efektem reaktywacji starych założeń tektonicznych znajdujących się w podłożu paleozoicznym. Dotyczy to zwłaszcza dyslokacji o kierunku świętokrzyskim oraz najprawdopodobniej uskoków o kierunku NE–SW z N i NE części obszaru badań. Uskoki związane z kierunkiem środkowopolskim zawdzięczają swe powstanie laramijskiemu etapowi aktywności tektonicznej, który odpowiada za wydzwignięcie obszaru badań. Dyslokacje te najprawdopodobniej swój zasięg wglębny ograniczają do spągu triasu lub co najwyżej permu i tu wygasają. Część z nich ogranicza struktury tektoniczne o charakterze rowów lub półrowów tektonicznych, mogących sugerować przebieg osi największego wypiętrzania. Wzajemne relacje przestrzenne między niektórymi uskokami mogą wskazywać na ich kulisowość, a tym samym sugerują możliwość występowania w podłożu zachodniej części obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich subpołudnikowo zorientowanych uskoków przesuwczych.

Mapę strukturalną spągu permu wykonano na tle uproszczonej (w znacznej mierze przypuszczalnej) sieci uskoków występujących w podłożu pokrywy permsko-mezozoicznej. Ich charakter kinematyczny jest praktycznie nieznan. Jedynie na podstawie dyslokacji występujących w obrębie trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich można pokusić się o pewne analogie biorąc pod uwagę bliskość obu obszarów. Podobnie jak w przypadku mapy sieci współczesnych uskoków, również i tu jedyną szczegółowo opracowaną dyslokacją jest uskoki Skrzynna. Jednakże nawet w tym przypadku amplituda przemieszczenia skał paleozoicznych może być określona jedynie w przybliżeniu. Wynika to z faktu, że sąsiadujące ze sobą otwory Ostałów 1 oraz Ostałów PIG 2 nie osiągnęły tych samych wieków skał. Pierwszy z wymienionych, znajdujący się na bloku wyniesionym, pod pokrywą permsko-mezozoiczną osiągnął skały dewonu środkowego, podczas gdy drugi został zatrzymany w skałach karbonu. Tak szacunkowo określone przemieszczenie osiągałoby wartość około 1300 metrów w obrębie skał

paleozoicznych. Amplituda ta jest efektem nałożenia na siebie co najmniej dwóch faz deformacji: starszej — waryscyjskiej i młodszej — laramijskiej.

Podstawowym utrudnieniem przy prowadzeniu rozważań tektonicznych dotyczących obszaru badań, jest brak odpowiednio czytelnych wyników prac geofizycznych sięgających podłoża paleozoicznego. Dodatkowym utrudnieniem jest mała liczba otworów wiertniczych w dodatku jedynie nawiercających skały starsze od mezozoiku.

Zaprezentowana sieć dyslokacyjna została w znacznym stopniu zgeneralizowana w celu umożliwienia czytelnego zaprezentowania rzeźby spągu permu. Izohipsy wykreślono co 400 metrów w oparciu o dane z otworów wiertniczych zlokalizowanych na terenie badań.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 23 października 2002 r.

Alicja KASPRZYK: **Model anhydrytyzacji badeńskich gipsów laminowanych w zapadlisku przedkarpackim**

Efekty diagenetycznych przeobrażeń gipsów laminowanych (kompleks górny) są uzależnione od lokalizacji w obrębie badeńskiego basenu ewaporatowego i różnią się zasadniczo w sukcesjach platformowych i basenowych. Szczegółowe obserwacje petrograficzne wskazują na lateralną zmienność mikrostruktur (mikrofacji) anhydrytu.

Część peryferyjna platformy (mikrofacja IV). Gipsy laminowane (jedynie częściowo przeobrażone w anhydryt) zawierają duże, często rozróżnialne makroskopowo kryształy listewkowe anhydrytu, pojedyncze lub w skupieniach rozetowych; skupienia mikrokryształiczne anhydrytu nie występują. Kryształy listewkowe wykazują cechy wzrostu zastępującego: są zwykle rozmieszczone chaotycznie i przecinają laminy otaczającego osadu bez ich wyraźnej deformacji; efekty kompaktacji kryształów są znikome.

Część proksymalna platformy (mikrofacja II). Wśród składników petrograficznych anhydrytu można wyróżnić kryształy o cechach zarówno wzrostu wypierającego jak i zastępującego oraz o zróżnicowanych efektach kompaktacji. Pospolite są pseudomorfozy anhydrytu po gipsie ziarnistym frakcji pelitowej i psamitowej. Listewkowe kryształy anhydrytu są zazwyczaj rozmieszczone chaotycznie i nieznacznie deformują pierwotną laminację. Dominuje mikrostruktura mieszana (chaotycznie pryzmatyczna i spłśniona), której towarzyszą skupienia mikroziarniste.

Część dystalna platformy — skłon (mikrofacja II). Dominują mikrostruktury pryzmatyczne (chaotycznie i równolegle pryzmatyczne), zwykle współwystępujące z mikrostrukturą spłśnioną lub mikroziarnistą. Kryształy listewkowe wykazują cechy intensywnej deformacji (zagięcia, złamania, reorientacja) i wzrostu wypierającego w laminowanym tle. Pospolicie występują pseudomorfozy po gipsie. Wydłużone składniki petrograficzne są niekiedy zorien-

towane równolegle do laminacji w efekcie kompaktacji i mogą być błędnie interpretowane jako anhydryt klastyczny.

Strefa przejściowa między platformą siarczanową a basenem solnym — proksymalny basen solny (mikrofacja I). Laminy gruzełkowe są zbudowane z anhydrytu ziarnistego i mikroziarnistego z podrzędnie występującymi kryształami listewkowymi o cechach wzrostu wypierającego i orientacji chaotycznej lub równoległej; składniki te nadają skale strukturę mieszaną chaotycznie pryzmatyczną i mikroziarnistą. Pseudomorfozy po gipsie występują rzadko i są słabo rozróżnialne. Efekty deformacji kompakcyjnej są zróżnicowane i wyrażone zmienną morfologią gruzełek — od koncentrycznych do silnie spłaszczonych, rzadziej pionowo wydłużonych.

Interpretacja mikrostruktur:

Mikrofacja I (anhydryt basenowy) wskazuje, że wzrost anhydrytu był głównie synsedymencyjny i wypierający w obrębie miękkiego, laminowanego gipsu drobnoziarnistego i dennego osadu bitumicznego. W rezultacie tego wzrostu powstały litofacje gruzełkowe zachowujące pierwotną laminację. Początkowa mikrostruktura mogła być spłśniona, z podrzędnie występującymi kryształami listewkowymi, które poddane były deformacjom plastycznym wraz ze wzrastającą kompaktacją. Określenie wzajemnych relacji czasowych między *in situ* wzrostem anhydrytu a anhydrytyzacją macierzystego osadu gipsowego jest trudne. Jednakże słabe zachowanie pseudomorfoz sugeruje, że zastępowanie gipsu przez anhydryt było bardzo wczesne. Dalsze modyfikacje diagenetyczne (głównie rozpuszczanie ciśnieniowe wraz z pograżaniem) jedynie częściowo zatępiły cechy pierwotnej mikrostruktury.

Mikrofacja II jest typowa dla wczesnodiagenetycznej krystalizacji anhydrytu we względnie miękkim, jedynie częściowo zlityfikowanym osadzie. Mikrostruktura anhydrytu była w dużym stopniu poddana deformacjom wskutek kompaktacji. Orientacja składników petrograficznych anhydrytu i zachowanie pseudomorfoz były kontrolowane przez morfologię i rozmiary pierwotnych kryształów gipsu, dlatego też pseudomorfozy są tu lepiej czytelne niż w mikrofacji I.

Mikrofacja III wskazuje, że anhydryt tworzył się w czasie wczesnej diagenety, ale w bardziej zaawansowanym stadium lityfikacji, prawdopodobnie w warunkach płytkiego pogrzebienia. Prawdopodobnie takie środowisko warunkowało powstanie licznych pseudomorfoz po gipsie oraz mikrostruktury chaotycznie pryzmatycznej z zastępowania.

Mikrofacja IV reprezentuje fację początkowego (lub częściowego) stadium anhydrytyzacji. Zastępowanie gipsu przez anhydryt zachodziło w warunkach płytkiego do względnie głębszego pogrzebienia w czasie późnej diagenety. Interpretacja ta jest oparta zarówno na obserwacjach petrograficznych, jak i implikacjach paleogeograficznych; zbadane sekwencje są zlokalizowane w peryferyjnej części basenu, gdzie maksymalne pograżenie osadów gipsowych oszacowane na podstawie analizy subsydencji basenu badeńskiego nie przekraczało 500 m.

Podsumowując można stwierdzić, że w kierunku peryferyjnej części badeńskiego basenu ewaporatowego zaznacza się w obrębie kompleksu górnego lateralna zmiana mikrofacji wyrażona: 1 — zanikiem cech deformacyjnych składników petrograficznych, 2 — wzrostem wielkości listewkowych kryształów anhydrytu, oraz 3 — zmniejszeniem udziału mikrostruktury spłśnionej i/lub mikroziarnistej. Ta zależność między mikrofacją a położeniem paleogeograficznym może być interpretowana jako rezultat stopniowo coraz głębszego środowiska diagenetycznego w czasie tworzenia się anhydrytu i progresywnej anhydrytyzacji. Interpre-

tacja taka implikuje diachronizm anhydrytyzacji, która rozpoczęta w środkowej części basenu (w warunkach synsedymencyjnych) postępowała z czasem, wraz z pograżaniem, ku peryferiom basenu.

W dyskusji brali udział: J. Gagol, G. Herman, W. Trela, Z. Kowalczewski, M. Kuleta, J. Malec, S. Salwa i prelegentka.

Posiedzenie naukowe odbyło się w dniu 30 października 2002 r.

Zbigniew ZŁONKIEWICZ: Korelacja i paleogeografia górnej jury w południowo-zachodnim obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich i w niecce Nidy

Na terenie niecki Nidy zachowane węglanowe skały jurajskie (niepełne miąższości 340–930 m) obejmują interwał od górnego keloweju (poz. *Calloviense*) po dolny kimeryd (poz. *Divisum*). Powstawały w ciągłości sedymencyjnej ze starszymi utworami jury środkowej, w środowiskach szelfowych epikontynentalnego basenu północnego obrzeżenia Tetydy. Wydzielone kompleksy litostratygraficzne pozwalają na korelację obszaru niecki z SW obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich, monokliną śląsko-krakowską i rejonem tarnowskim Przedgórza Karpat.

U schyłku jury środkowej po dolny oksford (poz. *Calloviense*–poz. *Cordatum*) utrzymywały się warunki otwartego szelfu, a w zróżnicowanie miąższości i facji sugeruje, że lokalne centrum basenu pokrywało się z osią niecki miechowskiej.

W środkowym i górnym oksfordzie (poz. *Plicatilis*–poz. *Planula*) rozmieszczenie facji i miąższości w szelfowym obszarze niecki wskazuje na istnienie stref wydłużonych w kierunku NW–SE, oddzielonych uskokami kulisowymi i związane jest z synsedymencyjną aktywnością tektoniczną.

W dolnym kimerydzie (poz. *Platynota* i *Hypselocyclum*) na terenie niecki i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich istniała platforma węglanowa. Analiza wykształcenia osadów tej platformy pozwala na prześledzenie zmian o charakterze transgresywno-regresywnym i skorelowanie obszaru niecki z obszarem SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i monokliny śląsko-krakowskiej. Od południowego-wschodu w obszar platformy wciniała się klinem strefa głębszego szelfu otwartego, otwierająca się szeroko ku zbiornikowi Przedgórza Karpat.

W górnej jurze oś maksymalnej subsydencji i największych głębokości w tej części basenu epikontynentalnego bruzdy śródpolskiej znajdowała się nie na terenie dzisiejszych wychodni paleozoiku świętokrzyskiego, lecz na terenie niecki, przy krawędzi obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i związana była z lineamentem Rzeszowa-Poznań.

W dyskusji brali udział: M. Studencki, S. Salwa, W. Trela, Z. Kowalczewski, M. Kuleta, J. Malec i prelegent.

Posiedzenie odbyło się 6 listopada 2002.

Jan MALEC: Zespoły otwornicowe w utworach z pogranicza emsu i eiflu regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich

W utworach z pogranicza emsu i eiflu regionu łysogórskiego, otwornice należą do bardzo pospolitych i licznych mikroszczątków. Występują prawie we wszystkich jednostkach litostratygraficznych wchodzących w skład formacji grzegorzowickiej. Okazy otwornic uzyskano z odsłoneń w kamieniołomie „Bukowa Góra”, z Godowa, Grzegorzowic, Wydryszowa oraz z profili otworów wiertniczych Chełmowa 3, Jeziorko 1, Kowalkowice 1, Modrzewie 2A, Tarczek 1A, Tarczek 1 i Wierzbontowice 1. W 265 pozytywnych próbkach, o średniej wadze około 0,5 kg, znaleziono łącznie 5590 okazów otwornic. Największe frekwencje zanotowano w próbkach margli i wapieni (od 50 do 70 okazów), najmniejsze w iłowcach (około 8 okazów). Spektrum otwornicowe jest wyraźnie zdominowane przez formy o skorupkach zlepieńcowatych, wśród których wyróżniono przedstawicieli następujących rodzajów: *Ammodiscus*, *Amphitremoida*, *Hemisphaerammina*, *Hyperammina*, *Lagenammina*, *Poloniammina*, *Psammosphaera*, *Reophax*, *Saccammina*, *Saccarena*, *Sorosphaera*, *Stegnammina*, *Thurammina*, *Tolypammina* i *Webbinelloidea*. Wśród otwornic zlepieńcowatych wyróżniono nowy rodzaj *Poloniammina*. Tylko sporadycznie spotykane są otwornice o skorupkach wapiennych reprezentowane przez gatunek *Semitextularia thomasi* Miller et Carmer. W sekwencji formacji grzegorzowickiej stwierdzono ogółem 28 taksonów otwornic w randze gatunkowej, wśród których 18 to gatunki nowe. Najliczniej reprezentowany jest gatunek *Webbinelloidea similis* Stewart et Lampe, do którego należy ponad 52% wszystkich okazów otwornic. Ponad 45% otwornic przypada na rodzaje *Hyperammina*, *Tolypammina*, *Reophax* i *Poloniammina*. Tylko 2% okazów otwornic należy do pozostałych rodzajów.

W utworach z pogranicza emsu i eiflu, występowanie licznych rodzajów otwornic związane jest wyraźnie z wykształceniem facjalnym osadów. Najbardziej tolerancyjnym gatunkiem jest *W. similis*, który występuje we wszystkich litofacjach z otwornicami. W zależności od charakteru litologicznego osadów, jego udział waha się od 20 do prawie 100% populacji otwornicowej. Pozostałe rodzaje otwornic, zapewne o większych uzależnieniach ekologicznych, występują najliczniej (a niektóre wyłącznie) w określonego typu litofacjach. W coraz młodszych osadach formacji grzegorzowickiej uwidacznia się generalnie spadek udziału otwornic z rodzaju *Tolypammina*, przy wzroście frekwencji okazów *Hyperammina*. W poszczególnych ogniwach litologicznych formacji grzegorzowickiej stwierdzono charakterystyczne dla nich zespoły otwornicowe.

W **ogniowie dolomitów z Warszówka** ze spągu formacji grzegorzowickiej, znaleziono 462 okazy otwornic. Dominują wśród nich przedstawiciele rodzaju *Tolypammina* (około 58%). Poza okazami *W. similis* (około 30%), reprezentowanymi głównie przez skorupki płaskie, rzadziej wypukłe, głównie jedno-, podrzędnie dwukomorowe (morfotypy IA, IB, IIB — wg schematu Conkin, Conkin, 1970), większy udział w tym zespole mają jeszcze rodzaje *Reophax* (ponad 4%), *Hyperammina* (ponad 3%) i *Thurammina* (ponad 2%). Do pozostałych rodzajów: *Ammodiscus*, *Saccarena*, *Poloniammina* i *Sorosphaera*, należy około 2,4% okazów otwornic.

W zespole otwornic występujących w **ogniowie margli z Godowa**, liczącym 701 okazów, pierwszoplanową rolę odgrywają okazy z rodzaju *Reophax* (ponad 44%). Istotny udział mają

w nim przedstawiciele rodzajów *Webbinelloidea* (ponad 21%) — z gatunkiem *W. similis* o skorupkach płaskich (morfotypy IB, IIB), rzadziej wypukłych (morfotyp IA), *Hyperammina* (około 20%) i *Tolypammina* (około 13%). W podrzędnej ilości (około 2%) odnotowano obecność okazów z rodzajów *Ammodiscus*, *Hemisphaerammina*, *Lagenammina*, *Poloniammina*, *Saccarena*, *Semitextularia*, *Sorosphaera* i *Thurammina*.

Dla osadów **ogniwa z Bukowej Góry**, z których pochodzi 706 okazów otwornic, charakterystyczne są formy z rodzaju *Poloniammina*, występujące głównie w tej jednostce, gdzie stanowią one ponad 28% wszystkich okazów otwornic. W litofacji tej najliczniej reprezentowany jest rodzaj *Webbinelloidea* z gatunkiem *W. similis* (ponad 44%), złożonym głównie z pojedynczych, rzadziej podwójnych, płaskich skorupek (morfotypy IB, IIB). Tylko w profilu kamieniołomu „Bukowa Góra” stwierdzono okazy *W. similis* o stosunkowo dużych, wypukłych skorupkach z grubymi ściankami, głównie jedno- (morfotyp IA), rzadziej dwukomorowymi (morfotyp IIA). Znaczący udział w tym zespole mają okazy z rodzaju *Tolypammina* (ponad 12%), a ponadto rodzaje *Hyperammina* (ponad 4%), *Saccarena* (około 4%) i *Reophax* (ponad 3%). Na pozostałe rodzaje: *Amphitremonia*, *Lagenammina*, *Saccammina*, *Sorosphaera*, *Stegnammina* i *Thurammina*, przypada około 2,6% okazów otwornic.

Z **ogniwa wapieni z Wydryszowa** uzyskano zespół otwornicowy liczący 2131 okazów. Dominują w nim przedstawiciele rodzaju *Webbinelloidea* (ponad 60%), reprezentowanego przez gatunek *W. similis*, w obrębie którego przeważają zdecydowanie formy płaskie, jedno-, rzadziej wielokomorowe (morfotypy IB, IIB, IIIB), z podrzędnym udziałem skorupek jednokomorowych wypukłych (morfotypy IA, IIA). Duży udział stanowią w nim otwornice z rodzaju *Hyperammina* (ponad 31%). Podrzednie występują okazy z rodzajów *Tolypammina* (około 3%) i *Reophax* (ponad 2%). Tylko około 2% okazów przypada na otwornice z rodzajów: *Amphitremonia*, *Lagenammina*, *Saccammina*, *Saccarena*, *Sorosphaera*, *Stegnammina* i *Thurammina*.

W **ogniwie dolomitów z Rzepina** znaleziono 456 okazów otwornic. W zespole tym przeważają reprezentanci rodzaju *Hyperammina* (ponad 71%). Okazy *W. similis* o skorupkach płaskich, jedno- lub wielokomorowych (morfotypy IB, IIB, IIIB), podrzednie o skorupkach jednokomorowych wypukłych (morfotyp IA), stanowią ponad 27% otwornic. Pozostałe reprezentowane są przez nielicznych przedstawicieli rodzajów *Reophax* i *Tolypammina*.

W **ogniwie mułowców i piaskowców z Zachelmia** (z rejonu Tarczka), analizowano zespół otwornicowy liczący 411 okazów. Tworzą go zbliżone populacje przedstawicieli rodzajów *Hyperammina* (około 49%) i *Webbinelloidea* (ponad 46%). Te ostatnie reprezentowane są przez gatunek *W. similis*, zdominowany przez skorupki płaskie jednokomorowe i nieliczne płaskie wielokomorowe (morfotypy IB, IIB, IIIB), z podrzędnym udziałem skorupek wypukłych jednokomorowych (morfotyp IA). Dopełniają go otwornice z rodzajów *Reophax* (ponad 2,5%) i *Tolypammina* (ponad 2%).

Liczny zespół otwornic uzyskano ze środkowej części wapieni ze stropowej części formacji grzegorzowickiej, odpowiadających **wapieniom poziomym dąbrowskiego** z regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich. W obrębie 723 okazów otwornic, występują niemal wyłącznie przedstawiciele rodzaju *Webbinelloidea* (ponad 99%). Zespół ten złożony jest głównie z okazów wypukłych, cienkoskorupowych gatunku *W. similis*, w obrębie którego

dominują formy jednokomorowe (stanowiące prawie 95% całego zespołu), z podrzędnym udziałem skorupek dwukomorowych (morfotypy IA, IIA). Tylko około 0,3% okazów należy do rodzaju *Hyperammina*.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 20 listopada 2002 r.

Maria KULETA: **Mapa miąższości i litofacji karbonu w regionie świętokrzyskim**

Wykonana mapa miąższości karbonu pokazuje kartograficzny obraz rozprzestrzenienia osadów jaki pozostał po wczesnoepigenetycznej przedpermskiej erozji wydźwigniętego waryscyjskiego górotworu. Opracowana została na podstawie danych pochodzących z otworów wiertniczych i odsłonień, z uwzględnieniem wyinterpretowanych, nieprzewierconych miąższości zachowanych współcześnie osadów. Ich obecność i wykształcenie zarejestrowano także w zrekonstruowanych wcześniej profilach syntetycznych obejmujących obszar trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, rejon Ostalowa oraz Bąkowej-Przysuchy.

Współczesny obszar występowania utworów karbonu w regionie świętokrzyskim ograniczony jest do zachodnio-północnego przedpola odsłoniętego trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. W obrębie trzonu występuje tylko w formie niewielkich płatów w osiach synklin: kielecko-łagowskiej i gałęzicko-bolechowickiej, należących do regionu kieleckiego. Na omawianym obszarze zachowały się wyłącznie osady karbonu dolnego o maksymalnej miąższości szacowanej na około 1400 m. Osady na cokole reprezentują turnej i wizen według Żakowej (1994). W otworach Ostalów PIG 2, Opoczno PIG 2 i Nieświń PIG 1 (północno-zachodnie przedpole), utwory zaliczane wcześniej do westfalu, zostały w wyniku najnowszych badań biostratygraficznych, sedimentologicznych i petrograficznych zawartych w pracy Kowalczewskiego (2000) uznane za turnej górny-wizen dolny(?). Dolnokarboński wiek osadów uzyskanych w otworach Radwanów IG 1, Łopuszno IG 1, Studzianna IG 2 i Radoszyce 3 przyjęto za Jurkiewiczem (1980–1988) i Dembowską (1957).

W północno-wschodnim przedpolu cokołu wraz z jego północną częścią (region łysogórski Gór Świętokrzyskich) i wyniesieniu radomskim osady karbonu uległy całkowitej erozji sięgającej do skał dewonu, syluru i kambriu. W obrębie wykonanego arkusza mapy uwzględniającego również obszary przyległe do regionu świętokrzyskiego, osady karbonu pojawiają się dopiero w północno-wschodnim jej krańcu, należącym już do regionu lubelskiego. Są to miejscami pełne sekwencje powstałych osadów należące do najwyższego karbonu dolnego i karbonu górnego (Żelichowski, 1983) osiągające miąższość do 2000 m.

Przy konstruowaniu mapy miąższości uwzględniono obraz strukturalny spągu permu tego obszaru. Rysujące się po uwzględnieniu tej mapy, rozprzestrzenienie facji i granice z obocznymi występującymi osadami wykazują obok cech erozyjnych również charakter tektoniczny.

W interpretacji autorki, zmienność rozkładu miąższości jest również często modyfikowana przebiegiem stref uskokowych.

Zmienność litofacjalną zachowanych utworów karbonu pokazano na omawianym wyżej podkładzie miąższościowym. Wyróżniono trzy główne zespoły litofacjalne:

I — piaskowców drobnoziarnistych (o składzie wak i arenitów arkozowo-litycznych), mułowców i iłowców. Zespół ten rozprzestrzeniony jest w zachodniej i północno-zachodniej części obszaru zachowanych osadów. W jego obrębie pokazano również udział i przypuszczalne rozprzestrzenienie osadów krzemionkowo-iłowcowych z drobnymi wkładkami piroklastyków, reprezentujących turnej, oraz obecność wapieni organodetrytycznych osadzanych lokalnie w dolnym wizenie okolic Gałęzic w Górach Świętokrzyskich. Żakowa (1994) opisała omawiane osady jako dwie formacje z Zaręb i Lechówka. Powstanie tych utworów związane jest z fliszem eksternidów waryscyjskich (Pożaryski, 1992; Dadlez, 1994; Znosko, 1998; Krzemiński, 1999; Jaworowski, 2000).

II — piaskowców różnoziarnistych (o składzie wak i arenitów arkozowych) mułowców i iłowców z drobnymi przewarstwieniami piaszczystych wapieni detrytycznych występujących w rejonie Studziannej, Opoczna i Ostalowa. Osady te wg Jaworowskiego (2000) wykazują cechy pseudofliszu powstałego na skłonie oraz w obszarze równi basenowej karbońskiego zbiornika perykratonicznego. Według danych Krzemińskiego (1999), piaskowce mają charakter anorogeniczny i odznaczają się proveniencją kratoniczną.

III — piaskowców (o zróżnicowanym uziarnieniu i składzie) mułowców i iłowców z wkładkami węgla reprezentujących asocjację skał węglonośnych charakterystycznych dla karbonu obszaru lubelskiego.

W dyskusji brali udział: J. Malec, Z. Szczepanik, S. Zbroja, A. Romanek, S. Salwa i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 listopada 2002 r.

Jan MALEC: **Mapy litofacji i miąższości dewonu w regionie świętokrzyskim**

Dewon dolny. Na obszarze położonym na północ od Gór Świętokrzyskich, dewon dolny nie występuje tylko w rejonie na północny-zachód od Warki a także w północnej części niecki Nidy oraz na obszarach położonych w obrębie kilku bloków tektonicznych znajdujących się w północno-zachodnim obrzeżeniu paleozoiku świętokrzyskiego.

Największa miąższość dolnego dewonu jest między Górami Świętokrzyskimi a podniesieniem radomsko-krańnickim, z tendencją do jej wzrostu ku północnemu-zachodowi. W tym też kierunku zapada oś dewońskiego zbiornika. Zróżnicowana miąższość utworów dolnego dewonu obserwowana jest na podniesieniu radomsko-krańnickim i w rejonach przyległych. Na obszarze centralnej części podniesienia radomsko-krańnickiego, mniejsza miąższość spowodowana została między innymi także erozją śróddewońską osadów dewonu dolnego, która miała miejsce najprawdopodobniej we wczesnym żywocie. W południowo-wschodniej czę-

ści tego obszaru, występuje niepełna sekwencja dewonu dolnego, granicząca w stropie z utworami jury. W rejonie tym, denudacja osadów dewonu mogła mieć miejsce w kilku etapach związanych z kolejnymi fazami aktywności tektonicznej — w dewonie środkowym oraz na przełomie środkowego i późnego karbonu.

Na analizowanym obszarze występowania dewonu dolnego, dominujący udział w profilu tego oddziału zajmują facje terygeniczne, z podrzędnym udziałem facji iłowcowych i węglanowych. W obrębie dewonu dolnego można wyróżnić w porządku stratygraficznym następujące główne litofacje: iłowcową z węglanami, mułowcowo-piaskowcową i węglanową.

Litofacja iłowcowa z węglanami występuje na przeważającej części omawianego obszaru, w przybliżeniu na północ od regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. Złożona jest głównie z ciemnoszarych iłowców zawierających cienie przewarstwienia wapieni z liczną morską fauną. W Górach Świętokrzyskich rozpoznana została we wschodniej części regionu łysogórskiego, gdzie znana jest w postaci warstw bostowskich o miąższości około 150–200 m. Na obszarze położonym między regionem łysogórskim a rowem mazowiecko-lubelskim, omawiana litofacja reprezentowana jest przez formację sycyńską. Stanowi ona najstarszą jednostkę litologiczną w profilu dewonu dolnego, której pozycja stratygraficzna określona została na niższy lochkow. Największą miąższość osiąga najprawdopodobniej pomiędzy Górami Świętokrzyskimi a podniesieniem radomsko-kraśnickim, gdzie dochodzi do 350–400 m.

Litofacja mułowcowo-piaskowcowa obecna jest na całym obszarze występowania dewonu dolnego. W przybliżeniu pokrywa się z osadami określanymi jako seria old red. W południowej części omawianego obszaru, w północno-zachodniej części niecki Nidy, w regionie kieleckim i w północno-zachodniej części regionu łysogórskiego, litofacja ta wypełnia prawie cały profil dolnego dewonu. W południowej części Gór Świętokrzyskich reprezentowana jest przez warstwy z Haliszki i warstwy z Winnej, liczące łącznie około 200 m miąższości. W północno-zachodniej części regionu łysogórskiego, najniższa część dewonu dolnego wykształcona jest w postaci osadów mułowcowo-piaskowcowych odpowiadających najprawdopodobniej stropowej części warstw klonowskich, będących odpowiednikiem wiekowym warstw bostowskich ze wschodniej części tego obszaru. Na warstwach klonowskich lub warstwach bostowskich, z niezgodnością erozyjną leżą w regionie łysogórskim osady litofacji mułowcowo-piaskowcowej warstw barczańskich i warstw zagórzańskich o miąższości około 500–550 m. Na północ od Gór Świętokrzyskich, po obszar rowu mazowiecko-lubelskiego, litofacja mułowcowo-piaskowcowa reprezentowana jest przez formację czarnoleską i formację zwolenką o łącznej miąższości dochodzącej do 1000–1200 m należącej do późnego lochkowu i trwającej do późnego emsu.

Litofacja węglanowa rozpoznana została w górnym emsie w północnej i północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich a także w centralnej części obszaru położonego pomiędzy regionem łysogórskim a podniesieniem radomsko-kraśnickim, w profilu otworu Ostalów 1. W Górach Świętokrzyskich reprezentowana jest przez niższą i środkową część formacji grzegorzowickiej, wykształconej w postaci dolomitów, margli i wapieni o miąższości od 30 do 100 m. Pozycja stratygraficzna tych utworów zawarta jest w obrębie konodontowych poziomów górny *serotinus-patulus*. W rejonie Ostalowa, omawiana litofacja występuje w postaci wapieni marglistych z liczną morską fauną, miąższości około 40 m. W profilu dolnego dewonu, utwory te zajmują taką samą pozycję stratygraficzną jak niższa i środkowa część formacji grzegorzowickiej w Górach Świętokrzyskich.

Północna granica litofacji węglanowej nie jest znana, i przedstawiona została na mapie w sposób umowny. Najprawdopodobniej nie dochodzi do obszaru niecki mazowiecko-lubelskiej, gdzie w jej części zachodniej, na zerodowanej powierzchni wyższych ogniów dewonu dolnego leżą osady dewonu górnego. Być może, litofacja ta występuje na pewnych obszarach podniesienia radomsko-kraśnickiego, wchodząc w skład spagowej części tzw. serii węglanowo-terygeniczej zaliczanej do dewonu środkowego. Na przeważającej części tego obszaru, osady węglanowe najwyższego emsu nie są zachowane. Nie wykluczone, że pierwotnie na tym obszarze występowały, lecz w wyniku późniejszej erozji zostały usunięte.

Dewon środkowy i górny. Na analizowanym obszarze, występuje kilka dużych rejonów pozbawionych dewonu środkowego i górnego. Największy z nich obejmuje znaczną część podniesienia radomsko-kraśnickiego, gdzie brak osadów omawianych oddziałów dewonu został stwierdzony w kilku profilach wiertniczych. Prawdopodobnie dewon środkowy i górny nie zachował się na niektórych obszarach położonych bezpośrednio na północno-zachód, na północ i wschód od trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich oraz na obszarze północnej części niecki Nidy.

Przedstawione na mapie zróżnicowanie dzisiejszej miąższości dewonu środkowego i górnego może być odzwierciedleniem odmiennych warunków sedymentacji osadów w różnych częściach basenu a także późniejszych procesów erozyjnych związanych z aktywnością tektoniczną poszczególnych bloków podłoża. Największa miąższość omawianych utworów występuje pomiędzy Górami Świętokrzyskimi a podniesieniem radomsko-kraśnickim i zwiększa się w kierunku północno-zachodnim. Obraz stosunków miąższościowych zaburzony jest w środkowej części tego obszaru, w rejonie bloku Ostalowa. Stwierdzono tam brak utworów wyższej części dewonu środkowego i całego dewonu górnego. Porównanie zachowanej sekwencji dewonu środkowego z równowiekową serią skalną z regionu łysogórskiego wskazuje na wolniejsze tempo sedymentacji w rejonie Ostalowa.

Na całym diskutowanym obszarze, w profilu dewonu środkowego i górnego dominują osady facji węglanowych, reprezentowanych przez wapienie, margle, łupki margliste i dolomity. W ich obrębie występuje kilka charakterystycznych horyzontów skalnych o dużym rozprzestrzenieniu geograficznym, złożonych z litofacji mułowcowo-piaskowcowej, iłowcowej i wapieni koralowcowych.

Litofacja mułowcowo-piaskowcowa stwierdzona została pomiędzy Górami Świętokrzyskimi a zachodnią częścią rowu mazowiecko-lubelskiego. Rozciąga się ona także w kierunku północno-zachodnim od Gór Świętokrzyskich, sięgając na zachodzie najprawdopodobniej po rejon Opoczna. W profilu dewonu litofacja ta występuje w niższym żywocie. Dotychczasowe badania biostratygraficzne wskazują, że początek sedymentacji osadów mułowcowo-piaskowcowych miał miejsce na pograniczu konodontowych poziomów dolny/środkowy *varcus*. Największą miąższość tej litofacji (do 100 m) odnotowano w regionie łysogórskim, gdzie znana jest jako warstwy świętomarskie. W rejonie Ostalowa zachowało się około 30 m osadów należących do jej dolnej części. W profilu otworu Szwejki IG 3 osiąga ona około 11 m. W okolicy Bąkowej, rozpoznana została tylko stropowa część litofacji mułowcowo-piaskowcowej, którą nawiercono na odcinku około 2,5 m.

Litofacja iłowcowa występuje w kilku poziomach stratygraficznych dewonu środkowego i górnego na przeważającej części omawianego obszaru. Nie stwierdzono jej tylko w północ-

nej części niecki Nidy, w regionie kieleckim oraz na obszarze podniesienia radomsko-kraśnickiego. W zakresie rozważanego profilu dewonu zaznaczają się wyraźnie dwa kompleksy utworów iłowcowych. Starszy, występujący w środkowym żywecie, w regionie łysogórskim odpowiada dolnej części warstw nieczulickich. W profilach wierceń położonych dalej na północ, kompleks ten wyróżniony został w postaci iłowców szarych (otwór Bąkowa IG 1) lub jako środkowa jednostka iłowcowa (otwór Szwejki IG 3). Miąższość tych utworów mieści się w przedziale 140–200 m. Młodszy kompleks iłowcowy występuje na pograniczu żywetu i franu. W regionie łysogórskim można go utożsamiać ze stropową częścią warstw szydlówcekich. W profilach wymienionych wyżej wierceń, kompleks ten wyróżniony został jako iłowce czarne (otwór Bąkowa IG 1) lub jako iłowce brunatne (otwór Szwejki IG 3). Miąższość młodszego kompleksu iłowcowego określana jest w zakresie 30–100 m.

Litofacja wapieni koralowcowych rozpoznana została w północno-wschodniej części omawianego obszaru. Rozciąga się ona w obrębie wyniesienia radomsko-kraśnickiego oraz na południowy-zachód i północny-wschód od tej jednostki. W profilu dewonu, litofacja ta występuje najprawdopodobniej w najniższym franie, osiągając miąższość do 150 m. Zachodnia granica litofacji sięga przypuszczalnie poza Itzę, dochodząc do rejonu Ostałowa i Przysuchy. Nie wykluczone, że przebiega jeszcze dalej na zachód. Na podstawie dotychczasowych danych można stwierdzić, że zanika ona między Plusami a regionem łysogórskim. Na ostatnim obszarze, odpowiedniki wiekowe omawianej litofacji wykształcone są w postaci wapieni pelagicznych pozbawionych fauny koralowcowej.

W dyskusji brali udział: A. Romanek, A. Kasprzyk, J. Gągół i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 listopada 2002.

Zbigniew SZCZEPANIK: Mapa miąższości rzeczywistych pokrywy ordowicko-sylurskiej w regionie świętokrzyskim

Omawiana mapa przedstawia przybliżony przebieg izolinii miąższości rzeczywistej zachowanych osadów ordowiku i syluru w regionie świętokrzyskim. Generalnie, obszar przedstawiony na mapie obejmuje cztery główne regiony o bardzo nierównomiernym stopniu rozpoznania: regiony kielecki i łysogórski Gór Świętokrzyskich, nieckę Nidy oraz obszar wyniesienia radomsko-kraśnickiego. Należy zwrócić uwagę, że oba systemy, których skały wchodziły w skład omawianej pokrywy, w sposób drastyczny różnią się między sobą pod względem pierwotnych miąższości nagromadzonych osadów. Skały ordowiku osiągają wielokrotnie mniejsze miąższości od syluru. Szczególnie ostro zjawisko to rysuje się w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. Miąższości ordowiku najprawdopodobniej nie osiągają nawet 5% całości omawianej serii. Nieco inaczej proporcje te układają się w regionie kieleckim z uwagi na wielokrotnie mniejsze miąższości górnosylurskiej pokrywy szarogłazowej. Tutaj jednak także ordowik osiąga znacznie mniejsze miąższości z uwagi na brak karadockiej serii graptolitowej.

Obszar kielecki Gór Świętokrzyskich złożony jest z dwóch głównych elementów tektonicznych: antyklinorium dymińsko-klimontowskiego na południu i synklinorium kielecko-łagowskiego na północy. W obszarze antyklinorium dymińsko-klimontowskiego serie ordowicko-sylurskie zachowały się jedynie w postaci wyizolowanych płatów w elementach fałdowych i rowach tektonicznych (antyklina Zbrzy, antyklina dymińska, synklina bardziańska, synklina Szumska). Osady ordowiku leżą tu zawsze niezgodnie na zerodowanych skałach kambru dolnego lub środkowego. Łączne miąższości omawianych osadów na tym obszarze są niewielkie, najczęściej nie przekraczające 500 m. Rzeczywista miąższość pokrywy ordowicko-sylurskiej w tym obszarze waha się bardzo w zależności od stopnia erozji w przedziale od 0 do kilkuset metrów.

Stopień rozpoznania osadów staropaleozoicznych w podłożu synklinorium kielecko-łagowskiego jest bardzo słaby. Tylko nieliczne otwory przebijają tu miąższą pokrywę dewońsko-karbońską i osiągają skały starszego paleozoiku (Zaręby IG 2, Małacentów 5, Ublinek U-X). W części z nich, jak np. w otworze Zaręby IG 2, bezpośrednio pod dewonem nawiercono serie kambryjskie, w innych osiągnięto różne ogniwa ordowiku lub syluru. W jądrach niektórych jednostek fałdowych drugiego rzędu dochodzi czasami do wyniesienia skał staropaleozoicznych na powierzchnię (Baranówek). Fakt, że czasem bezpośrednio pod seriami dewońskimi nawiercane są utwory kambryjskie dowodzi z jednej strony niekompletności pokrywy sylursko-ordowickiej w tym rejonie, z drugiej zaś predewońskiej erozji będącej efektem ruchów kaledońskich. O miąższościach omawianych osadów nie możemy nic powiedzieć, ponieważ seria ta nigdzie nie została przewiercona. Nieco więcej informacji na ten temat możemy uzyskać po analizie danych uzyskanych z obserwacji wychodni ordowiku i syluru we wschodnim i zachodnim przedłużeniu tej jednostki tektonicznej. We wschodniej części Gór Świętokrzyskich, osady staropaleozoiczne są stosunkowo dobrze odsłonięte w rejonie synkliny międzygórskiej. Podawana w literaturze miąższość rzeczywista serii ordowicko-sylurskiej, według różnych źródeł waha się tam od 400 do 1000 m. Nie mniej jednak jest ona wyraźnie większa niż analogiczna wartość z obszaru antyklinorium dymińsko-klimontowskiego. Jeszcze wyraźniej tendencja ta rysuje się w zachodniej części synklinorium kielecko-łagowskiego. Odsłonięte w północnym skrzydle synkliny kieleckiej (Gruchawka, Niewachłów) osady syluru osiągają (wg J. Malca), około 1200 m miąższości. Trzeba przy tym zauważyć, że liczba ta odnosi się jedynie do szarogłazowej serii ludlowu i to niekompletnego. W podłożu tych skał najprawdopodobniej zachowane są zarówno łupki graptolitowe syluru dolnego jak i pełny profil ordowiku. W stosunku do obszaru południowej części regionu kieleckiego wyraźnie zaznacza się wzrost miąższości serii sylurskiej. Przesłanka ta, wraz z charakterystyką litologiczną profilu Gruchawki zdominowanego przez skały mułowcowo-ilaste oraz znacznym stopniem termicznych przemian materii organicznej sugeruje wyraźne związki obszaru z paleofacjalnym regionem łysogórskim.

W południowo-zachodnim fragmencie mapy naniesiono obszar ordowicko-sylurskiej pokrywy występującej w podłożu niecki Nidy. Zasięg pokrywy wyznaczono arbitralnie prowadząc granicę wzdłuż walnych stref tektonicznych oddzielających bloki na których wykryto jej obecność, od tych, na których osady młodsze leżą bezpośrednio na kambrze (? prekambry). Osady ordowiku i syluru stwierdzono w otworze Jaronowice IG 1, gdzie przewiercono ponad 250 m miąższości pozornej, oraz w położonym nieco dalej na południe otworze Książ Wielki IG 1 gdzie przewiercono 105 m omawianej serii. Zarówno wartość miąższości jak

i wykształcenie litologiczne osadów z tego obszaru pozwala na ich dobrą korelację z południową częścią regionu kieleckiego (Zbrza, Brzeziny). Pewną zagadkę stanowią tutaj osady sylurskie nawiercone w spągu otworu Włoszczowa IG 1. Brak jakiegokolwiek dokumentacji paleontologicznej uniemożliwia orientację w pozycji stratygraficznej serii, a co za tym idzie jakiegokolwiek szacowanie niedowierconej miąższości ordowiku i syluru. Blok tektoniczny na którym zlokalizowany jest otwór Włoszczowa IG 1 usytuowano arbitralnie w polu „kieleckich” miąższości omawianej pokrywy. Nie można jednak wykluczyć, że obszar ten należy wiązać z zachodnim przedłużeniem podłoża synklinorium kielecko-łagowskiego, gdzie wspomniane miąższości ordowiku i syluru osiągają wyższe wielkości.

Największy obszar na mapie zajmuje pole syluru i ordowiku w facjach i miąższościach „łysogórskich”. Pole to obejmuje dwa kolejne regiony — łysogórski region Gór Świętokrzyskich oraz wyniesienie radomsko-kraśnickie, przedzielone obszarem zwanym „obniżeniem północnołysogórskim”. Obszar ten jest bardzo zróżnicowany pod względem stopnia rozpoznania serii ordowicko-sylurskich. W regionie łysogórskim, gdzie osady staropaleozoiczne można obserwować w wielu odsłonięciach i otworach wiertniczych, stopień ich rozpoznania jest dosyć dobry. Osady serii ordowicko-sylurskiej leżą zgodnie na skałach najwyższego kambriu i z pewnymi lukami stratygraficznymi (szczególnie w ordowiku) przechodzą zgodnie w warstwy dolnodewońskie. Sumaryczna miąższość osadów ordowicko-sylurskich interpretowana z intersekcji wychodni skalnych w rejonie Doliny Wilkowskiej sięga 2500 m. Pełna, prawie kompletna sekwencja skalna omawianych warstw wskazuje na możliwe związki strukturalne z obszarem brzeżnej części platformy wschodnioeuropejskiej. Jednak w przeciwieństwie do obszarów platformowych, skały staropaleozoiczne w regionie łysogórskim są silnie zaburzone tektonicznie. Dominuje tektonika typu nasuwczego, serie skalne nasuwane są z północy ku południowi. W takim reżimie tektonicznym może dochodzić zarówno do tektonicznych powtórzeń warstw skalnych jak i ich wyprasowań, w efekcie których następuje redukcja miąższości rzeczywistych. Przy słabym rozpoznaniu stratygraficznym dominującej pod względem miąższościowym serii szarogłazowej i niepełnym odsłonięciu profili nie sposób uwzględnić zaburzeń tektonicznych w obrazie kartograficznym rzeczywistych miąższości. Biorąc pod uwagę fakt, że miąższości wynikające z intersekcji warstw skalnych serii ordowicko-sylurskiej nie odbiegają zbyt od miąższości interpretowanych z syntetycznych profili stratygraficznych można założyć, że nie wpłynęło to zbyt na poprawność odwzorowania kartograficznego.

Dalej ku północy, w miarę spokojny układ warstw skalnych (o prawidłowym w generaliach następstwie stratygraficznym) zaburzony jest poprzez kilka wypiętrzeń skał sylurskich na północ od wyściełanej osadami dewońskimi synkliny bodzentyńskiej. Wyniesienie na powierzchnię syluru w rejonie Bronkowic i Rzepina oraz brak dewonu w wierceniu Ostojów IG 1, skutkowało częściową erozję tej serii co zaznaczono na mapie przez obecność kilku bloków tektonicznych ze zredukowaną nieco miąższością omawianej pokrywy. Generalnie można założyć zatem, że miąższość omawianych osadów w regionie łysogórskim osiąga (pod dewonem) wartości pomiędzy 2000 a 2500 m. Na południu regionu miąższość ta stopniowo spada aż do całkowitego zaniku na obszarze Pasma Głównego gdzie na powierzchni występują osady kambryjskie. Podobny układ przyjęto arbitralnie dla zachodniej części tego obszaru, choć nie mamy z niego żadnych danych geologicznych i obraz ten należy traktować jako czysto hipotetyczny.

Stopień wiedzy o wykształceniu osadów ordowicko-sylurskich na północ od odsłoneń regionu łysogórskiego jest nieporównywalnie słabszy. Przedstawienie rzeczywistej miąższości serii sylursko-ordowickich możliwe jest tu jedynie w formie schematycznej mapy opartej o bardzo dalekie ekstrapolacje nielicznych danych, ogólne tendencje rozwoju basenu wynikające z rozkładu facji i miąższości osadów młodszych, prawidłowości w rozkładzie staropaleozoicznych basenów sedymentacyjnych w obszarach przyległych oraz nieliczne dane interpretacyjne z prowadzonych badań sejsmicznych. Na północ od cokołu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich utwory sylurskie nawiercone zostały jedynie w czterech otworach wiertniczych: Ciepiałów IG 1, Warka IG 1, Lisów IG 1 oraz Szwejkę 1. Dokumentację paleontologiczną posiadają jedynie skały z otworu wiertniczego Ciepiałów IG 1. Skał ordowickich nie napotkano natomiast w żadnym z wierceń. Sylur występuje tu najczęściej pod zgodnie zalegającymi osadami dewonu z wyjątkiem peryferyjnie położonego otworu Warka IG 1, gdzie rozpoznano je pod niezgodnie zalegającym karbonem.

Fakt ten spowodował założenie, że sylur i ordowik na tym obszarze nie był erodowany i miąższości rzeczywiste odpowiadają miąższościom pierwotnym. Oczywiście założenie to nie musi być prawdziwe. Jest prawdopodobne, że w podłożu dewonu możemy napotkać jakieś struktury zbliżone do tych znanych z rejonu Bronkowic i Rzepina co skutkowałoby zaburzeniem w proponowanym rozkładzie izolinii. Jedynym niewątpliwym faktem, obecność rzutuje na przedstawiony obraz rozkładu miąższości jest relatywnie nieznaczna (ok. 200 m.) miąższość przydołu w otworze Ciepiałów IG 1, czyli znacznie mniej niż w regionie łysogórskim (Stara Słupia, Rzepin). W tej sytuacji prawdopodobne wydaje się założenie, że cała seria ordowicko-sylurska osiąga nieco mniejsze miąższości niż w Łysogórach.

Strefę maksymalnych miąższości osadów przyjęto w obszarze pomiędzy regionem łysogórskim a wyniesieniem radomsko-kraśnickim. Założenie takie uczyniono ponieważ jest to strefa maksymalnych miąższości młodszych systemów paleozoiku i prawdopodobnie założona została na predysponowanych strefach skorupy ziemskiej charakteryzujących się znaczną subsydującą. Nie mamy bowiem żadnych danych umożliwiających właściwe ich wycechowanie.

W dyskusji brali udział: M. Kuleta, S. Zbrojw, W. Trela, J. Malec, S. Salwa, i prelegent.

Posiedzenie odbyło się 27 listopada 2002 r.

Stanisława ZBROJA: Mapa miąższości i litofacji górnego permu w regionie świętokrzyskim

Prezentowaną mapę współczesnych miąższości i zasięgów osadów permu górnego opracowano na podstawie profili otworów wiertniczych, opracowań publikowanych i archiwalnych (m. in. Zbroja, 1995; Wagner, 1995; Wagner i Zbroja, 1996). Głównym celem konstrukcji mapy było pokazanie zasięgu i miąższości poziomów solnych i anhydrytowych w obrębie Górnego Świętokrzyskich. Osady permu występują w północno zachodniej części analizowa-

nego obszaru. Południową i wschodnią granicę ich zasięgu wyznacza trzon kambryjsko-karboński Gór Świętokrzyskich, elewacja Włoszczowy w niecce Nidy oraz wyniesienie radomsko-kraśnickie. Utwory te strukturalnie należą do osłony permio-mezozoicznej cokołu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Leżą niezgodnie i z dużą luką stratygraficzną na starszym podłożu paleozoicznym, od kambru po dolny karbon.

Do najstarszych utworów permu należą lądowe osady zlepieńcowe określane jako górny czerwony spągowiec. Występują tylko lokalnie w zatokach w obrębie zachodniej części trzonu Gór Świętokrzyskich oraz w rowach tektonicznych w północno-zachodniej części obszaru w rejonie Ostałowa i Studziannej.

Utwory cechsztynu tworzą zwartą pokrywę, której miąższości wahają się od kilkudziesięciu metrów w częściach brzeżnych i stopniowo rosną ku północnemu zachodowi do około 1500 m. Na tle miąższości całego permu pokazano miąższość i zasięg występowania soli najstarszej Na1, oraz łączną miąższość i zasięg młodszych poziomów soli — Na2, Na3, Na4. Najstarsza sól kamienna ma na badanym obszarze największy zasięg i stosunkowo stabilną miąższość wynoszącą około 60–70 m. Tylko bezpośrednio na północ od wyniesienia Radoszyc, dochodzi prawie do 300 m i lokalnie, w rowie tektonicznym w okolicy Ostałowa przekracza 100 m. Maksymalne miąższości około 300 m soli młodszych poziomów cechsztynu notowane są w północno-zachodniej części obszaru badań. Spośród facji ewaporatowych największe rozprzestrzenienie mają facje anhydrytowe (głównie cyklotemu PZ1 i w niewielkim stopniu PZ3), których zasięg pokazano również na opisywanej mapie. Łączna miąższość poziomów anhydrytowych cyklotemu PZ1 w północnej części obszaru badań przekracza 200 m. W części bliższej cokołowi paleozoicznemu Gór Świętokrzyskich, na obszarze pomiędzy Radoszycami, Tumlinem i Skarżyskiem, ciągłą pokrywę o miąższości około 40 m tworzy tylko poziom anhydrytu górnego A1g cyklotemu PZ1. W brzeżnej części cechsztyńskiego zbiornika sedimentacyjnego, wokół obecnych wychodni cechsztynu, występują tylko litofacje węglanowe i terygeniczne. Największy obszar występowania tych litofacji to bliskie zachodnie i południowe obrzeżenie, Gór Świętokrzyskich i północno-wschodnia część niecki Nidy.

W dyskusji brali udział: A. Kasprzyk, M. Kuleta, M. Studencki, Z. Szczepanik, S. Salwa i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 listopada 2002 r.

Andrzej ROMANEK: **Kenozoik między Drezenkiem i Gorzowem Wielkopolskim**

Wieńcząca profil mezozoiku gruba seria morskich utworów górnokredowych została wraz ze swym kompleksem strukturalnym permsko-mezozoicznym w wyniku ruchów laramijskich dźwignięta i poddana denudacji w dolnym paleogenie (Dadlez, 1997; Marek, 1997). W jej efekcie u schyłku eocenu ukształtowała się słabo zróżnicowana powierzchnia denudacyjna o nierozpoznannej sieci dolin i deniwelacjach rzędu 40 m, położona obecnie na wysokości 150–190 m p.p.m. Geologia tej powierzchni uzależniona jest od laramijskiego regionalnego planu strukturalnego wyrażonego pojawianiem się ku północy, ku osi niecki szczecińskiej

coraz młodszych ogniw stratygraficznych od kampanu na południu po mastrycht dolny na północy. Ten generalny układ zakłócają struktury lokalne — antyklinalne z wyspowo wśród dolnego mastrychtu odsłoniętymi utworami kampanu (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1979) wyrosłe nad poduszkami solnymi i związane z ich śródpaleogeńską aktywnością. Aktywność ta, mierzona zdenudowaną we wczesnym i środkowym paleogenie miąższością utworów dolnego mastrychtu można szacować na 100–150 m.

Badany obszar dostał się w strefę sedimentacji morskiej podczas doby NP21 na pograniczu eocenu i oligocenu (Gaździcka, inf. ustna). Sedimentacja ta rozpoczęła się transgresywnymi piaskami ze żwirami i kontynuowała płytkomorskimi, zawierającymi skamieniałości piaskami glaukonitowymi formacji mosińskiej dolnej. Lokalnie dochodziło do odcinania niewielkich akwenów wodnych, w których powstawały obfitujące w materiał roślinny mułki i mułki piaszczyste stanowiące obecnie przeławienia wśród glaukonitowych piasków.

Na zachodzie i północy sedimentacja morska kontynuowała się i zapewne zakończyła w dobie NP22 (Gaździcka, inf. ustna) wczesnego oligocenu pozostawiając ily z fauną morską formacji ulimskiej. W centrum i na południowym wschodzie panowały wówczas facje deltowe i aluwialne ujęte w nieformalne litostratygraficzne ramy formacji czempieńskiej. Zielone, glaukonitowe piaski i mułki formacji mosińskiej górnej reprezentują ostatni na analizowanym obszarze tak wyraźny morski puls transgresywny. Cienkie profile regresywnych mułków i piasków drobnoziarnistych kończą profil utworów dolnooligocenских. Strop tych utworów tworzy powierzchnię denudacyjną słabo zróżnicowaną morfologicznie będącą efektem aktywności procesów niszczących działających w czasie dób NP23–25 wyższej części wczesnego i późnego oligocenu.

Utwory neogenu–miocenu powstawały przeważnie w lądowych środowiskach sedimentacyjnych rzecznych i przybrzeżnych reprezentowanych przez piaszczyste profile formacji gorzowskiej i adamowskiej rozdzielonych różnej miąższości drobnoziarnistymi i fitogenicznymi osadami węglonośnej formacji ścinawskiej i przykrytych jeziornymi iłami formacji poznańskiej (Piwocki i Ziemińska-Tworzydło, 1997).

Utwory trzeciorzędu zostały postdepozycyjnie zaburzone. Rozmiary tych zaburzeń (fałdowań, złuskowań, zuskokowań) największe w pobliżu kontaktu z nadległymi utworami czwartorzędowymi, stopniowo maleją w kierunku kredowego podłoża. Wiążą się generalnie z glacitektoniczną aktywnością najstarszego z plejstocenских lądolodów kojarzonego na badanym obszarze ze zlodowaceniem nidy. W okresach późniejszych zlodowaceń (po zlodowacenie warty włącznie) były jeszcze deformowane z malejącymi skutkami wywołanymi przez coraz młodsze lądolody.

W spagu czwartorzędu stwierdzono obecność szerokich i głębokich stref depresjonowanych wypełnionych utworami czwartorzędowymi leżącymi na różnych ogniwach trzeciorzędu, a miejscami także wprost na utworach kredowych. Strefy te są rezultatem silnej, egzaracyjnej i glacitektonicznej działalności szarżującego lądolodu nidziańskiego.

Glacitektoniczna łuskowo-fałdowo-uskokowa struktura strefy stropowej trzeciorzędowego podłoża i egzaracyjno-glacitektoniczny charakter pokrywy, zwłaszcza jej spagowej części (wywodzącej się z okresu zlodowacenia nidy), przesądza o głównych rysach stylu budowy geologicznej kenozoiku między Drezdenkiem i Gorzowem Wielkopolskim. W młodszym czwartorzędzie rozmiary deformacji maleją. Znaczenia nabierają skutki erozji subglacialnej

której produkty — różnowiekowe rynny są głęboko na ponad 100 m wcięte (czasem aż po kredowe podłoże) i wypełnione piaszczysto-żwirowo-mułkowymi osadami.

Od czasu interglacjału ferdynandowskiego wszystkie młodsze okresy ciepłe są reprezentowane przez osady rzeczne wypełniające kopalne, a w przypadku najmłodszych okresów także współczesne doliny rzeczne. Aluwia interglacjału wielkiego, zlodowaceń wczesnopółnocnopolskich, schyłku plejstocenu i holocenu są w różnym stopniu dokumentowane. Jedne z nich — wczesnopółnocnopolskie stanowią reper biostratygraficzny profilu czwartorzędowego.

Trudny interpretacyjnie układ utworów trzeciorzędu i czwartorzędu nadający budowie geologicznej mozaikowy charakter komplikują w szczególności liczne i różnej wielkości rynny, ale także doliny rzeczne oraz wypełnienia jeziorne. Jego rozwikłanie stało się możliwe dzięki rozpoznaniu litostratygraficznemu opartemu na analizie cech petrochemicznych glin zwałowych, ich zakotwiczeniu w schemacie chronostratygraficznym za pomocą badań biostratygraficznych oraz regionalnych i międzyregionalnych korelacjach litostratygraficznych. W ich rezultacie wyróżniono sześć poziomów glin GI-GVI powstałych podczas zlodowaceń; nidy, sanu, sanu 2, odry, warty, wisły. Relacje przestrzenne wyróżnionych poziomów litostratygraficznych glin pozwoliły ustalić pozycje czterech rozdzielających je aluwialnych serii odznaczających się szczególnymi cechami mineralogiczno-teksturalnymi, a także powiązać je z okresami interglacjału ferdynandowskiego, wielkiego, lubelskiego, eemskiego, okresu wczesnych zlodowaceń północnopolskich i holocenu. W okresie interglacjału wielkiego i wczesnych zlodowaceń północnopolskich utworzyły się duże zdefiniowane mineralogicznie i teksturalnie serie jeziorne.

Niektóre ze starych struktur znajdują odbicie we współczesnej rzeźbie. Okazało się, że dominujące rozmiarami struktury glacitektoniczne depresyjne i ich zespoły stanowią w wielu wypadkach zaczątek dużych, dziś kluczowych w krajobrazie form geomorfologicznych. I tak depresja Warty, złagodzona wypełnieniem z okresu zlodowacenia nidy zachowała się po ustąpieniu tego zlodowacenia i była później rozcinana dolinami i wypełniana osadami w interglacjałach wielkim, lubelskim?, eemskim?, okresie wczesnych zlodowaceń północnopolskich i holocenie. Stale funkcjonujące w rzeźbie obniżenie morfologiczne sprzyjało penetracji wód subglacialnych stając się uprzywilejowanym miejscem rozwoju rynien subglacialnych. W ten sposób obecna Kotlina Gorzowska zyskuje sporą kilkaset tysięcy lat liczącą historię. Także w obrębie pradoliny Noteci–Warty rozwinął się system glacitektonicznych depresji, a następnie dolin z okresu interglacjału ferdynandowskiego, lubelskiego? zlodowaceń wczesnopółnocnopolskich i holocenu. Obecna forma obniżenia tworzyła także w przeszłości negatywne formy rzeźby.

Nie stwierdzono wyraźnych związków między strefami podniesionego podłoża i pozytywnymi elementami obecnej morfologii. Obszary elewacji Górecka, Kijowa oraz strefa elewacji i wychodni ilów formacji poznańskiej nad Wartą między Sierakowem i Międzychodem znajdują się w obrębie obecnie wybitnie negatywnych elementów współczesnej rzeźby — pradoliny Noteci–Warty i doliny Warty.

W dyskusji brali udział: M. Studencki, W. Trela, Z. Złonkiewicz, S. Salwa.

Posiedzenie odbyło się w dniu 10 grudnia 2002 r.

Jan MALEC: Wykształcenie facjalne i środowisko sedymentacji kambru z rejonu Wiśniówki (Góry Świętokrzyskie)

Utwory kambru odsłonięte w kamieniołomach z rejonu Wiśniówki, już od początku lat 60-tych były przedmiotem specjalistycznych badań sedymentologicznych. Prowadzono je w oparciu o obserwacje struktur depozycyjnych oraz analizę zespołów skamieniałości śladowych. Wskazywały one na sedymentację w płytkim i bardzo płytkim zbiorniku szelfowym, strefy litoralnej i sublitoralnej, którego dno znajdowało się przeważnie powyżej podstawy falowania. Piaskowce gruboławicowe tworzące na tym obszarze zasadniczą część profilu kambru, uznawano za powatałe przy udziale sztormów w zbiorniku o płaskim dnie, usianym licznymi mieliznami. Uważano, że transport materiału piaszczystego odbywał się za pośrednictwem prądów wzbudzonych wiatrami i przyptywami oraz zwykłych prądów trakcyjnych. Głębokość sedymentacji kambru z rejonu Wiśniówki szacowano na kilka-kilkadziesiąt metrów.

W ostatnim okresie podjęto badania sedymentologiczne utworów kambru w kamieniołomie Wiśniówka Duża. Wyróżniono w ich obrębie trzy główne facje: piaskowców gruboławicowych, piaskowcowo-mułowcową i mułowcowo-piaskowcową. Zawierają one liczne subfacje, których szczegółowa charakterystyka przedstawiona zostanie po kolejnym etapie badań.

Facja piaskowców gruboławicowych reprezentowana jest przez grube i bardzo grube ławice piaskowców kwarcytowych, drobno-, rzadziej średnioziarnistych, bardzo dobrze wysortowanych. Miąższości ławic wahają się od 30 do 495 cm, na ogół mieszczą się w przedziale 50–150 cm. Najczęściej występują w postaci ławic prostych, rzadziej złożonych, rozdzielonych powierzchniami amalgamacji. Dolna część ławic jest bezstrukturalna, o uziarnieniu nieuporządkowanym, wyżej występuje laminacja pozioma materiału kwarcowego. W najgrubszych ławicach, zachowane maksymalne miąższości elementów o uziarnieniu nieuporządkowanym wynoszą 430 cm, natomiast o płaskiej laminacji równoległej dochodzą do 180 cm. Ławice graniczą zazwyczaj wzdłuż powierzchni erozyjnej, nierzadko o deniwelacjach dochodzących do 20–50 cm na odcinku kilku metrów. Powierzchnia rozmywania przebiega najczęściej w obrębie interwału depozycyjnego o uziarnieniu nieuporządkowanym. Górne odcinki ławic o laminacji poziomej są w większości przypadków usunięte do pewnej głębokości. W niektórych ławicach, na pewnych odcinkach erozja sięga do elementu o nieuporządkowanym uziarnieniu, podczas gdy w innych jej częściach pływają — do elementu o laminacji poziomej. Powszechna jest zmienna grubość lateralna poszczególnych ławic. Tylko część z nich, na widocznym kilkumetrowym odcinku zachowuje stałą miąższość. W skrajnych przypadkach, na przestrzeni kilku metrów ich grubość zmniejsza się o 60 cm, a niektóre z nich ulegają wyklinowaniu. U części ławic spadek grubości następuje w kierunku północnym, zgodnie z zapadaniem warstw, inne (nawet sąsiednie) zmniejszają swoją miąższość w kierunku przeciwnym — południowym.

W stropie niektórych ławic o grubości 90–140 cm występują piaskowce kwarcytowe o przekątnym warstwowaniu grubości 1,5–3,5 cm, mułowce zapiaszczone poziomo laminowane o grubości 2,5 cm i cienkie warstwy ciemnoszarych iłowców. W ławicach o grubości do 60 cm, które nie zostały w stropie zerodowane, obecne są wyraźnie wykształcone wewnętrzne struktury sedymentacyjne o stałym następstwie, typowe dla sedymentacji turbidytowej. W

dolnej części znajduje się około 50 cm interwał o uziarnieniu nieuporządkowanym, wyżej występuje warstwa 8–10 cm piaskowców poziomo laminowanych, a w stropie o przekątnym warstwowaniu rynnowym na odcinku 0,5–3,0 cm. Piaskowce przykryte są cienką warstwą (0,2–10 mm) ciemnoszarych mułowców i ilowców poziomo laminowanych. Następstwo wymienionych struktur sedimentacyjnych odpowiada sekwencjom Tabcde Boumy. W ławicach tych nie zawsze obecny jest element o poziomej laminacji.

W obrębie niektórych ławic o grubości do 50 cm występują klasty łupków ilastych i mułowcowych o ciemnoszarej lub czarnej barwie. Nie stwierdzono ich natomiast w ławicach najgrubszych. Klasty najczęściej są rozmieszczone horyzontalnie, w dolnej lub górnej części ławic, gdzie występują zazwyczaj na jednej powierzchni, rzadziej rozmieszczone są w dwóch nieodległych od siebie poziomach. Niektóre z nich ustawione są ukośnie do powierzchni stropowej ławicy. Maksymalna wielkość klastów dochodzi do 7 cm długości i 1 cm grubości.

Na stropowych powierzchniach grubych ławic piaskowcowych widoczne są struktury ucieczkowe wody w postaci licznych małych jamek średnicy do 2 do 10 mm i głębokości do 0,5 cm. Podobne struktury, w kształcie nieregularnych zagłębień występują na spągowych powierzchniach grubych ławic.

W profilu pionowym ze środkowej części kamieniołomu występuje sześć sekwencji piaskowców gruboławicowych o miąższości od 3,5 do 33 metrów. Cztery najgrubsze (26–33 metrowe), znajdują się w jego południowej i centralnej części, gdzie przedzielone są kompleksem cienko-, rzadziej średnioławicowych piaskowców i mułowców o miąższości 15–20 m z licznymi skamieniałościami śladowymi. Dwie najstarsze sekwencje, a także dwie kolejne leżące bezpośrednio wyżej w profilu rozdzielone są przewarstwieniami cienkoławicowych piaskowców i mułowców o grubości kilkudziesięciu centymetrów. Najwyższe dwie sekwencje, o miąższości 3,5 i około 15 m otaczają utwory piaskowcowo-mułowcowe i mułowcowo-piaskowcowe o miąższości około 20–40 m. W najgrubszych sekwencjach występują serie piaskowcowe o 17–23 metrowej miąższości, które nie zawierają żadnych przewarstwień łupkowych.

W profilu pionowym poszczególnych sekwencji piaskowców gruboławicowych widoczny jest najczęściej spadek miąższości kolejnych ławic lub ich zespołów. W obrębie kamieniołomu, sekwencje piaskowców gruboławicowych przechodzą obocznie w cienko- i średnioławicowe utwory piaskowcowo-mułowcowe.

Fację piaskowcowo-mułowcową tworzą drobnoziarniste piaskowce kwarcytowe o grubości warstw od kilku do 20 centymetrów, przeławiczone łupkami ilasto-mułowcowymi. Sporadycznie notowano obecność ławic piaskowcowych o grubości 50–93 cm. Piaskowce złożone są z dwóch lub trzech charakterystycznych elementów tworzących ich wewnętrzną budowę. W warstwach grubszych (15–20 cm), w części spągowej piaskowce pozbawione są wyraźnych struktur sedimentacyjnych. Wyżej, na odcinku kilku- kilkunastu centymetrów występuje płaska laminacja równoległa, a w samym stropie element o warstwowaniu przekątnym rynnowym małej skali, grubości 1–2 cm. Cienkie warstwy (3–10 cm) są w spągu poziomo laminowane a w stropie warstwowane przekątnie. Najcieńsze (1–3 cm), są soczewkowatego kształtu, przekątnie warstwowane.

Następstwo struktur sedimentacyjnych występujących w piaskowcach jest charakterystyczne dla osadów turbidytowych. W warstwach grubszych odpowiadają one sekwencjom Boumy Tabcde, w cieńszych — Tbcde i Tcde. W spągowych częściach niektórych piaskowców średnioławicowych notowano frakcjonalne uziarnienie materiału okrusowego,

złożonego z ziarn kwarcu frakcji żwirowej do 3 mm średnicy. Na górnej powierzchni piaskowców znajdują się riplemarki prądowe o zróżnicowanym kształcie, pokryte drobnymi łyszczykami. Pomiędzy ławicami piaskowcowymi występują przewarstwienia ciemnoszarych i czarnych iłowców lub mułowców poziomo laminowanych o grubości od kilku milimetrów do 1 cm, lub zwięzłych mułowców piaszczystych o grubości od kilku do kilkunastu centymetrów. W niektórych częściach profilu, warstwy piaskowcowe graniczą ze sobą wzdłuż powierzchni erozyjnej, która przebiega zwykle w stropowej części elementu o przekątnym warstwowaniu. Zarówno w cienkich jak i w średnioławicowych piaskowcach spotyka się małe klasty iłowcowo-mułowcowe o długości 2–5 cm i grubości 0,3–0,5 cm, rozmieszczonych horyzontalnie w obrębie elementu o poziomej laminacji. Na spągowych powierzchniach piaskowców cienkoławicowych obecne są liczne skamieniałości śladowe, w tym ichnocoza trylobitowa reprezentowana przez ślady ich spoczynku — *Rusophycus* i pełzania — *Cruziana*.

W pojedynczych grubych ławicach piaskowcowych obecne są klasty złożone z czarnych łupków ilastych lub ciemnoszarych mułowców kwarcowych o długości do 37–50 cm i grubości 5–20 cm. W obrębie omawianej facji, w podrzędnej ilości występują ławice piaskowcowe o zmiennej lateralnej grubości.

Facja mułowcowo-piaskowcowa złożona jest z łupków ilasto-mułowcowych z pojedynczymi przewarstwieniami cienkoławicowych (0,5–5,0 cm) piaskowców kwarcytowych. Grubsze warstwy są w dolnej części poziomo laminowane a w stropie przekątnie warstwowane. W najcieńszych (0,5–2,5 cm) obecne jest tylko warstwowanie przekątne materiału ziarnistego, a warstwy mają najczęściej soczewkowaty kształt. Struktury sedimentacyjne występujące w piaskowcach odpowiadają elementom Tbcde i Tcde sekwencji Boumy i wskazują na sedimentację z trakcji rozrzedzonych prądów zawieszinowych.

W północnej części kamieniołomu, w obrębie łupków iłowcowo-mułowcowych występują zróżnicowane struktury osuwiskowe. Największe z nich reprezentowane są przez odosobnione kry osuwiskowe, utworzone z piaskowców kwarcytowych o soczewkowatym kształcie, dochodzące do 250 cm długości i 60 cm grubości. Inne występują w postaci porozrywanych lub pofałdowanych ławic o grubości od 20 do 60 cm. Powszechne są toceńce osuwiskowe zbudowane z piaskowców mułowcowych o średnicy 8–10 cm, oraz osuwiska o grubości do 25 cm. Te ostatnie, w dolnej części złożone są ze zdeformowanych plastycznie i ponasuwanymi na siebie fragmentów piaskowców mułowcowych o długości do 20 i grubości do 8 cm. W ich górnej części występują pojedyncze płyty deformacyjne piaskowców kwarcytowych o podobnej wielkości. W mułowcach zapiaszczonych rejestrowano poziomy z klastami oraz otoczkami piaskowców kwarcytowych. Pierwsze o 10–15 cm długości i 3–5 cm grubości, drugie — o kulistym lub dyskowatym kształcie i rozmiarach od 1 do 3 cm.

Zespół cech sedimentologicznych występujących w silikoklastycznych facjach kambru z kamieniołomu Wiśniówka Duża jest charakterystyczny dla utworów fliszowych. Następstwo facji oraz struktury sedimentacyjne wskazują, że osady te były akumulowane na obszarze głębokowodnych stożków napływowych. Facja piaskowców gruboławicowych odpowiada osadom wypełnień kanałów depozycyjnych stożka środkowego. Główna masa piaskowców gruboławicowych deponowana była przez gęste spływy grawitacyjne (fluksoturbidyty) luźnych osadów piaszczystych przemieszczanych w obrębie stosunkowo stromo nachylonych

kanałów. W wyniku typowego prądu zawiesinowego powstały tylko ławice do 60 cm grubości oraz stropowa część nielicznych grubych ławic. Sekwencje kanałowe stożka, w obrębie kamieniołomu sąsiadują lateralnie z facją piaskowcowo-mułowcową.

Facje piaskowcowo-mułowcowa i mułowcowo-piaskowcowa reprezentują osady przejściowe. Cienko- i średnioławicowe piaskowce i mułowce z licznymi skamieniałościami śladowymi były deponowane na obszarach międzykanałowych. W obrębie tej facji występują najprawdopodobniej także osady wałów brzegowych obrzeżających większe kanały stożka. Świadczy o tym obecność osuwisk a także gruboławicowych piaskowców z dużymi klastami mułowcowymi, powstałych jako glify krewasowe w efekcie przzerwania wału kanałowego. Przeławianie się sekwencji piaskowców gruboławicowych z warstwami piaskowcowo-mułowcowymi ze skamieniałościami śladowymi wskazuje na depozycję w obrębie tego samego środowiska o podobnych warunkach batymetrycznych.

Przedstawione powyżej wyniki badań skłaniają do wniosku, że podobnie jak w rejonie Wiśniówki, w zbliżonych warunkach przebiegała sedymentacja osadów kambru na obszarze całego Pasma Głównego.

W dyskusji brali udział: Z. Szczepanik, S. Salwa, Z. Kowalczewski, M. Kuleta i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 11 grudnia 2002 r.

Tymoteusz WRÓBLEWSKI: Zasoby przyrody i krajobrazu w obszarze arkusza Krzywca *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski 1:50 000* (pogranicze Karpat Zachodnich i Wschodnich)

Obszar arkusza Krzywca *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski* obejmuje części pogórzy: Przemyskiego i Dynowskiego (Pruchnickiego) należących do Karpat Zachodnich; fragment Doliny Dolnego Sanu oraz należący do Karpat Wschodnich fragment Płaskowyżu Sańsko-Dniestrzańskiego (zwanego też Wysoczyzną Hyrowską) — Podgórze Hermanowickie. W regionalizacji geobotanicznej jest to region Karpat Wschodnich Podprowincji Karpackiej zakwalifikowany jako Okręg Karpat Lesistych (podokręg Pogórze Przemyskie i podokręg Przedgórze Wschodniokarpackie). Położenie obszaru arkusza w granicach kilku jednostek geograficznych jest przyczyną jego znacznych zróżnicowań przyrodniczych, objawiających się urozmaiconą budową geologiczną i morfologią, korzystnymi częściowo warunkami glebowymi, występowaniem wielu gatunków roślin oraz nielicznymi złożami kopalin.

Ponad połowę powierzchni terenu zajmują lasy mieszane z dominującym udziałem gatunków liściastych, rosnące na siedliskach lasu wyżynnego. Grunty orne stanowią gleby należące do zespołu glebowego pogórzy i przedgórzy, a tylko w niewielkim stopniu mady i utwory lessowate. W dolinach rzek występują zielone użytki łęgowe.

Teren arkusza, w którego północnej części z zachodu na wschód przepływa meandrujący San (od Ruszelczyc do Przemyśla), jest interesujący pod względem orograficznym. Dolina

Sanu oddziela położone na północy pasmo Bukowego Garbu z Karczmarową (407 m), od głównego elementu morfologicznego Pogórza Przemyskiego. Element ten to ciąg grzbietowych kulminacji biegnących od najwyższej na całym Pogórzu Przemyskim bezleśnej Kopystańki (541 m) początkowo równoleżnikowo, skręcając następnie ku północy. Ostańcowe grzbiety o zrównanych wierzchowinach i mocno urzeźbionych zboczach, pokryte lasem, mają wyjątkową w polskich Karpatach południkową orientację. Wierzchołki większości wzniesień mieszczą się w przedziale 400–500 m n.p.m., przekraczając wysokość 500 m tylko w trzech (poza masywem Kopystańki) kulminacjach w rejonie Krępaka: Kamieńka (509 m) — na mapach opisywana niewłaściwie jako „Łysa Góra”, Panieński Czub (502 m) oraz Biała Góra (501 m).

Obszar arkusza geologicznie położony w Karpatach zewnętrznych, obejmuje również niewielki fragment zapadliska przedkarpackiego — rowu przedgórskiego, reprezentowanego przez sfałdowane skały jednostki stebnickiej, występujące u czoła górotworu pod fliszową jednostką skolską. Jednostka skolska (właściwie jej brzeżna część czyli główny element strukturalny obszaru arkusza) jest najdalej ku północnemu wschodowi wysuniętą płaszczowiną Karpat. Na opisywanym terenie budują ją dwie skiby: brzeżna, składająca się z łuski Koniuszy i łuski Książyc oraz orowska (wypełniająca 90% powierzchni arkusza). Ta ostatnia zawiera szereg elementów tektonicznych o charakterze łusek, antyklin i synklin, oddzielonych powierzchniami nasunięć. Wyróżnikiem tej części Karpat jest unikatowe, charakterystyczne wygięcie zewnętrznej krawędzi orogenu określone jako sigmoida przemyska. Efektem deformacji jest przeważający tu południkowy kierunek rozciągłości serii skalnych, nie znajdujący analogii w całych polskich i północnych Karpatach. Skały kredy i trzeciorzędu budujące jednostkę skolską, odkłute i nasunięte ku północy co najmniej 12 km, są silnie zaangażowane tektonicznie i spoczywają dyskordantnie na autochtonicznym podłożu (łupki fyllitowe fundamentu zaliczone do proterozoiku — kambru?), zalegającym na głębokości rzędu poniżej 2–3 km. Warstwy kredy i trzeciorzędu często zapadają stromo pod kątem 70–90°, nierzadko są odwrócone. Na granicy górnej kredy i paleogenu we fliszu występuje poziom z egzotykami, w którym dominują różnej wielkości bloki wapieni górnajurajskich, określanych jako wapienie typu sztramberskiego, tworzące olistolity. Osady czwartorzędowe (plejstoceny) związane ze zlodowaceniami: południowopolskim i środkowopolskim; osiagają w północnej i północno-wschodniej części arkusza miąższość rzędu 30 m. Najmłodszymi osadami plejstocenu są północnopolskie lessy (utwory lessopodobne) o zróżnicowanej miąższości (wyjątkowo 30 m). W dolinach rzek, szczególnie Sanu, podłoże przykrywają ilaste i żwirowe osady holocenu.

Wody z terenu arkusza odprowadzane są do Sanu bezpośrednio lub przez jego prawobrzeżne dopływy Stupnicę oraz Wiar (jeden z większych dopływów Sanu) przepływający tuż za południową granicą arkusza. Urozmaicona morfologia terenu jest powodem obecności stosunkowo licznych odcinków źródliskowych. Znajdują się tu niewielkie źródła, często okresowo zanikające.

Wody podziemne występują w 2 głównych poziomach: związanym z osadami czwartorzędowymi doliny Sanu, oraz w trzeciorzędowych utworach fliszowych warstw krośnieńskich. Poziom czwartorzędowy jest głównym źródłem zaopatrzenia w wodę. Obejmuje zróżnicowane osady wypełniające dolinę rzeki San. Warstwę wodonośną tworzą żwiry, piaski i otoczaki, które lokalnie są przykryte różnej miąższości warstwą utworów izolujących. Wyższe wydajności studni wierconych uzyskiwane są w niższym odcinku doliny Sanu (infiltracyjne wielootworowe

ujęcie wody w Prałkowcach, zaopatrujące w wodę pitną Przemyśl). W obrębie poziomu czwartorzędowego udokumentowany jest główny zbiornik wód podziemnych (GZWP) nr 430 — Dolina Rzeki San. Poziom wodonośny czwartorzędu często znajduje się w kontakcie hydraulicznym z wodami trzeciorzędowymi. Trzeciorzędowy poziom wodonośny, bardzo słabo rozpoznany hydrogeologicznie, obejmuje nieduże fragmenty utworów fliszowych (piaskowce przewarstwiane łupkami). Wody tego poziomu mają charakter porowo-szczelinowy, drenują go liczne źródła, o bardzo zróżnicowanej wydajności. Źródła o większych wydajnościach są wykorzystywane do lokalnego zaopatrzenia w wodę pitną.

Opisywany obszar nie jest zbyt bogaty w kopaliny. Zasoby kopalin w zasadzie ograniczają się do fragmentu dużego złoża gazu ziemnego „Przemyśl” położonego głównie w obrębie sąsiedniego arkusza Przemyśl. Jest to największe złożo gazu w Polsce, rozciągające się od granicy z Ukrainą aż po Węgierkę na zachodzie, występuje w skałach miocenu nasunięcia jednostki stebnickiej i fliszu karpackiego na autochtoniczny, niesfałdowany miocen zapadlińska przedkarpackiego. Złożo ma charakter wielowarstwowy, wiąże się z podniesionym elementem utworów mioceńskich pod nasunięciem Karpat w strefie kontaktowej. Gaz składa się głównie z metanu z domieszką etanu, propanu i cięższych węglowodorów, także azotu i śladowych ilości dwutlenku węgla. Skład frakcyjny węglowodorów zmienia się wraz z głębokością: w płytszych horyzontach wyraźnie dominuje metan i występuje szereg do butanu, w głębszych pojawia się pentan, a najniżej śladowe zawartości heksanu i heptanu. Wartość opałowa gazu wynosi 8500 do 9100 Kcal/m³. Złożo „Przemyśl” wkracza na obszar arkusza od wschodu w postaci trzech pól gazowych, z których największe zlokalizowane jest pod doliną Sanu. Wydobywanie gazu odbywa się za pośrednictwem licznych otworów eksploatacyjnych usytuowanych głównie w rejonie Przemyśla-Aszycówki, a także w: Wapowcach, Tarnawcach, Ostrowie, Prałkowcach i Grochowcach. Tam też mieści się zabudowa techniczna i administracyjna kopalń.

W granicach największego pola gazowego, w osadach czwartorzędowych na lewym brzegu Sanu, znajduje się udokumentowane w kategorii B+C₁, zagospodarowane złożo żwirów i piasków „Ostrów”, eksploatowane w odkrywkowym wyrobisku, gdzie kopalinę urabia się częściowo spod lustra wody. W SW części obszaru arkusza na zboczach Kamieńki położone jest niewielkie złożo piaskowców „Krzczkowa” o zasobach zarejestrowanych. Skały, które petrograficznie są marglami krzemionkowymi, wykorzystywane były do budowy dróg leśnych, od 1995 r. nie są wydobywane. Dawniej nad Sanem w wielu miejscach były eksploatowane żwiry i piaski dla lokalnych potrzeb budowlanych. W rejonie potoku Żupa koło Fredrośla do końca XVIII wieku istniały żupy solne, gdzie sól kamienną pozyskiwano ze źródeł związanych z przykarpacką formacją solonośną miocenu.

Poza wymienionymi kopalinami na terenie arkusza rejestrowano występowanie innych surowców mineralnych: łupków bitumicznych w rejonie Książyc, syderytów w Krzczkowej, łupków zeolitowych (klinoptylolitowych) w Hołubli i glin badanych pod kątem ceramiki budowlanej w Olszanach, oraz w Krępaku łupków ilastych (montmorillonitowych), termicznie pęczniejących do produkowania keramzytu. Wszystkie wymienione kopaliny, badane punktowo, nie przyniosły rezultatów złożowych i prognoz surowcowych.

Obszar arkusza Krzywca objęty jest w całości różnymi przestrzennymi formami ochrony przyrody i krajobrazu, ponadto znajduje się tu wiele obiektów przyrodniczych podlegających ochronie indywidualnej. Jako centralno-wschodni fragment Pogórza Przemyskiego (z licznym

Tabela 1

Wykaz proponowanych stanowisk dokumentacyjnych przyrody nieożywionej na ark. Krzywca

Nr. obiektu	Miejscowość	Gmina Województwo	Rodzaj obiektu	Uzasadnienie
1	Łazy k/ Reczpoła	Krzywca Podkarpackie	O, W, S	odslonięcie wapieni jury górnej w ścianach dawnego wyrobiska dostarczającego kamień do pobliskiego (nie istniejącego dziś) wapiennika; skaliste wapienie ze szczątkami fauny tworzą olistolit w warstwach inoceramowych mastrychtu
2	Krzczkowa, góra Kamieńka	Krasiczyn Podkarpackie	O, W	odslonięcie skał górnej kredy formacji ropianeckiej (warstwy inoceramowe) wykształconej jako margle krzemionkowe (z wkładkami łupków) zawierające detrytus organiczny; w ścianach odslonięcia czytelny fragment fałdu z uskokiem w osi leżącej antykliny
3	Fredropol	Fredropol Podkarpackie	J, F	miejsce dawnego pozyskiwania soli w żupach solnych związanych z przykarpacką formacją solonośną najniższego miocenu jednostki stebnickiej; częściowo antropogeniczna morfologia zbocza potoku Żupa

Rodzaj obiektu: O — odslonięcie, W — wyrobisko, S — skałki, J — jar, F — forma morfologiczna

zalesionymi wzniesieniami, rozdzielonymi wcięciami w podłoże, często stromościennymi dolinkami potoków), kryje wiele uroczysk i dzikiej pierwotności. Charakteryzuje się również nagromadzeniem pomników przyrody żywej (wyróżniono 43 obiekty), także obecnością dawnych przestrzennych założeń parkowych, zlokalizowanych wzdłuż doliny Sanu po obu jej stronach. Lasy pokrywające znaczną część terenu posiadają w całości status lasów chronionych, w większości wchodzi w skład Parku Krajobrazowego Pogórza Przemyskiego. W przewadze występują siedliska podgórskiej formy buczyny karpackiej. W miejscach niżej położonych obecny jest grąd oraz podgórski łęg jesionowy. Wzdłuż rzek i większych potoków zachowały się zbiorowiska zbliżone do zespołu nadrzecznej olszyny górskiej. Głównym składnikiem drzewostanów jest buk z domieszką jodły i świerka, w niższych położeniach grab i dąb, w okolicach i wzdłuż strumieni: dąb, jesion, lipa, klon oraz topola, wierzbą i olchą szara.

Obiektami o najwyższej randze ochrony są na terenie arkusza rezerваты przyrody. Są to trzy rezerваты leśne: Brzoza Czarna znajdujący się w Reczpołu, Przełom Hołubli (również o walorach krajobrazowych), oraz Krępak (z elementami geologiczno-krajobrazowymi); rezerwat florystyczny Leoncina (określany też jako leśno-florystyczny) i rezerwat stepowy Kopystańka (kwalifikowany też jako stepowo-florystyczny lub krajobrazowy). Znajduje się tu też 6 projektowanych rezerwatów przyrody: trzy leśne (Ruszelczyce, Kormanice, Buczyna pod Szybenicą); dwa określone jako geologiczno-leśne (Krzczkowski Mur, Witoszyńce); jeden florystyczny (Wapowce). Największym przestrzennym obiektem chronionym na arkuszu Krzywca jest Park Krajobrazowy Pogórza Przemyskiego (PKPP) — trzeci co wielkości park krajobrazowy Polski (61 862 ha). W granicach arkusza znajduje się ponad 40% jego powierzchni. W południowo-zachodniej części terenu arkusza znajdują się niewielkie peryferyj-

ne fragmenty Parku Krajobrazowego Gór Słonnych przylegające bezpośrednio do PKPP. Od północy i wschodu teren PKPP otoczony jest fragmentami strefy ochronnej — Przemysko-Dynowskiego Obszaru Chronionego Krajobrazu, którego niewielki element zaznacza się też na skraju południowo-zachodniej części arkusza. PKPP obejmuje w obrębie arkusza, jedyny w Polsce fragment najbardziej wysuniętych na zachód lesistych pogórzy Karpat Wschodnich. Chronione obiekty geologiczne położone na terenie arkusza zakwalifikowane są prawnie jako stanowiska dokumentacyjne przyrody nieożywionej. Wśród siedmiu stanowisk znajduje się 5 odsłoneń, jedna forma morfologiczna z elementami geologicznymi oraz jeden wodospad. Na podstawie zebranych materiałów i zwiadu terenowego, prelegent wytypował kolejne 3 obiekty geologiczne, proponując je jako stanowiska dokumentacyjne przyrody nieożywionej (charakterystykę przedstawia Tabela 1).

Oddzielnej wzmianki wymaga nietypowy obiekt przyrodniczy, który nie mieści się w przyjętej konwencji wydzielen kartograficznych mapy, wyróżniony jednak z uwagi na jego funkcje przyrodnicze oraz zajmowaną przestrzeń. Jest to Wschodniokarpacki Oddział Arboretum w Cisowej (filia Arboretum w Bolestraszcach), obejmujący śródlęgne polany ze zbiorowiskami roślinnymi zawierającymi ponad 120 gatunków. Prowadzi się tu badania wtórnej sukcesji leśnej oraz utrzymuje kolekcje roślin ginących, rzadkich i zagrożonych. Arboretum w Cisowej, o powierzchni 283 ha, ma w przyszłości pełnić funkcje regionalnego centrum edukacji przyrodniczej.

Uzupełnieniem cennych zasobów przyrody jest krajobraz kulturalny, reprezentowany na terenie arkusza przez liczne (około 300) obiekty zabytkowe, których większość pochodzi z początków XX w. Zabytki wyższej rangi to obiekty architektury sakralnej, świeckiej oraz zabytki techniki militarnej. Najważniejszym jest zespół zamkowo-parkowy w Krasieczynie, gdzie obok pałacowej budowli późnorenesansowej z przełomu XVI/XVII w., znajduje się jeden z cenniejszych w kraju ogrodów krajobrazowych ze starodrzewem. Z cerkwi, licznie występujących w opisywanym terenie do połowy XX w., w dobrym stanie przetrwały tylko niektóre, wiele uległo zniszczeniu lub rozbiórce. Wśród zachowanych na uwagę zasługuje drewniana greckokatolicka cerkiew z pierwszej połowy XVII w. w Kruhlu Wielkim, jedna z najstarszych istniejących w Polsce. W Posadzie Rybotyckiej, której fragment nielicznych zabudowań objęła południowa granica arkusza Krzywca, znajduje się murowana cerkiew Św. Onufrego z XV w. (zlokalizowana tuż poza granicą arkusza), najstarsza cerkiew w Polsce, zarazem jedyna obronna. W rejonie Przemyśla zachowały się założenia inżynierskie i fragmenty obiektów obronnych Twierdzy Przemyśl, jednej z największych i najnowocześniejszych w Europie na przełomie XIX i XX w. Na terenie arkusza zlokalizowana jest część zewnętrznego pierścienia ceglano-ziemnych fortów głównych: VI–Helicha, VII–Prątkowce, VIII–Łętownia, IX–Bruner; także pomocnicze forty: Lipnik, Tarnawce, Aszycówka, Krzyż oraz forty wewnętrznego pierścienia: XVII–Ostrów i 3–Kruhel. Umocnienia wykorzystywały naturalne ukształtowanie terenu, pełniły funkcje strategiczne podczas I wojny światowej, niektóre ich fragmenty także w 1939 i 1944 r. W najlepszym stanie dotrwały forty główne Łętownia i Prątkowce. Zabytki historyczno-archeologiczne reprezentują stanowiska archeologiczne: wczesnośredniowieczne grodziska w rejonie Gruszowej i Kopyśna.

Wyrazem krajobrazowej i przyrodniczej atrakcyjności prezentowanego obszaru są również znakowane szlaki turystyczne przebiegające przez teren arkusza Krzywca. Są to fragmenty górskich szlaków PTTK: czerwony prowadzący z Przemyśla przez Kopystańkę do Posady Ry-

botyckiej; niebieski przez zalesione wzgórza w środkowej i wschodniej części opisywanego obszaru; zielony w części północno-wschodniej przez Karczmarową. W bezpośrednim sąsiedztwie Przemyśla przebiega część czarno znakowanego szlaku fortów Twierdzy Przemyśl. Na uwagę zasługują też dwie ścieżki dydaktyczno-przyrodnicze: Dolina Hołubli i Krepak, poprowadzone na terenie rezerwatów przyrody. Wszystko to powoduje, że ważnym kierunkiem gospodarczego rozwoju tego obszaru, wydaje się kierunek rekreacyjno-turystyczny. Zapoczątkowany on został przez powstające agroturystyczne gospodarstwa. Rozwój w tym rejonie turystyki krajoznawczej i przyrodniczej a także edukacji przyrodniczej, powinien zaowocować w przyszłości znaczącymi skutkami ekonomicznymi.

W dyskusji brali udział: W. Ślusarek, E. Wróblewska, A. Juszczak, J. Gagol i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 11 grudnia 2002 r.

ODDZIAŁ GEOLOGII MORZA

Maria KRECZKO, Zbigniew KORDALSKI: **Występowanie i możliwości wykorzystania wód podziemnych na Żuławach**

Żuławy Wiślane pokrywają się z deltą Wisły i dzielą się na: Żuławy Gdańskie położone pomiędzy Wisłą, Martwą Wisłą a wysoczyznami morenowymi pojezierzy: Kaszubskiego i Starogardzkiego, Żuławy Wielkie znajdujące się w widłach Wisły i Nogatu oraz Żuławy Elbląskie położone pomiędzy Nogatem, a wysoczyznami morenowymi Wysoczyzny Elbląskiej, Równiny Warmińskiej i Pojezierza Iławskiego.

W delcie Wisły główne użytkowe znaczenie mają:

- kompleks plejstoceno-holoceno, występujący w obrębie utworów aluwialnych, łączących się z utworami piaszczystymi serii eemskiej;
- kompleks „róznowiekowy”, zbudowany ze utworów piaszczystych zaliczanych do kredy górnej i trzeciorzędu oraz najstarszych ogniw czwartorzędu;
- seria osadów węglanowo-krzemionkowych kredy górnej;
- seria piasków glaukonitowych kredy górnej.

Najszerzej rozprzestrzeniony jest plejstoceno-holoceno poziom wodonośny. Centralna część Żuław Wielkich stanowi obszar najlepszego wykształcenia plejstoceno-holoceno poziomu wodonośnego, najmniej wykształcony jest na Żuławach Elbląskich.

Poziom „róznowiekowy” oddzielony jest od plejstoceno-holoceno zwałowym kompleksem utworów nieprzepuszczalnych (gliny zwałowe, ropy i mułki). W południowo-zachodniej części Żuław Gdańskich i centralnej Żuław Elbląskich poziom ten jest związany przede wszystkim z utworami czwartorzędowymi. Na pozostałym obszarze warstwa wodonośna zbudowana jest z osadów trzeciorzędowych z niewielkim udziałem utworów młodszych. Poziom ten najlepiej wykształcony jest na Żuławach Elbląskich.

W utworach węglanowo-krzemionkowych piętra kredowego występują wody szczelinowe.

Obecność wód podziemnych w tych osadach warunkowana jest stopniem wykształcenia szczelin. Pod utworami węglanowo-krzemionkowymi zalegają wodonośne piaski

glaukonitowe górnokredowego zbiornika wód podziemnych, z którego został wydzielony GZWP (Główny Zbiornik Wód Podziemnych) Subniecka Gdańska.

Wykorzystanie wód podziemnych jest uwarunkowane przede wszystkim jakością wód. Zasadniczymi czynnikami ograniczającym wykorzystanie wód podziemnych na Żuławach Wiślanych są:

- nadmierne zasolenie wód podziemnych,
- wysokie zawartości związków żelaza i manganu w wodach z poziomu plejstoceno-holocenońskiego,
- podwyższone zawartości amoniaku w wodach z poziomu plejstoceno-holocenońskiego i „róznowiekowego” na Żuławach Elbląskich,
- wysokie koncentracje jonu fluorkowego w wodach kredy górnej oraz wodach z poziomu plejstoceno-holocenońskiego na Żuławach Wielkich i Gdańskich.

W dyskusji brali udział: W. Prussak, S. Uścińowicz, R. Kramarska, J. Zachowicz, M. Lidzbarski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 22 stycznia 2002 r.

Stanisław UŚCINOWICZ: Podnoszenie się zwierciadła wód podziemnych w utworach kredowych w rejonie Trójmiasta w latach dziewięćdziesiątych na tle eksploatacji

Wieloletnia, intensywna eksploatacja wód podziemnych z utworów kredy w rejonie Trójmiasta spowodowała utworzenie się rozległego leja depresji. Po zmniejszeniu eksploatacji w latach 90-tych, wywołanym ograniczeniem zapotrzebowania na wodę przez przemysł i na potrzeby komunalne, nastąpiło podnoszenie poziomu wód podziemnych w utworach kredy i stopniowe wypełnianie się regionalnego leja depresji.

Wiek wód w utworach kredy wynosi około kilkuset lat, z tego względu pominięto wpływ opadów atmosferycznych na podnoszenie się zwierciadła wód podziemnych w tych utworach.

Do referatu wykorzystano dane o wielkości eksploatacji zgromadzone w bazie Akwedukt dostępnej w Urzędzie Miasta Gdańska oraz wyniki pomiarów zwierciadła wód podziemnych wykonywane przez Oddział Geologii Morza PIG w ramach Podstawowej Sieci Obserwacyjnej Wód Podziemnych i w ramach Trójmiejskiej Sieci Obserwacyjnej.

W referacie zestawiono:

- wielkość poboru wody z utworów kredy przez poszczególne ujęcia komunalne w latach 1993–2001. Pobór wody malał w kolejnych latach z 10 424 000 m³ w roku 1993 do 725 000 m³ w roku 2001. Ogółem w latach tych pobrano 47 605 000 m³ wody z utworów kredy;

- wielkość poboru wody z utworów kredy przez główne ujęcia przemysłowe w latach 1997–2001. Pobór wody dla potrzeb przemysłu okazał się niewielki. W ciągu analizowanych pięciu lat pobrano 3 426 000 m³ wody. W latach 1993–1996 ujęcia przemysłowe nie eksploatowały wody z utworów kredy.

Następnie przedstawiono wykresy wahań zwierciadła wód podziemnych w kilku charakterystycznych punktach obserwacyjnych:

— Żeliszawki — punkt na terenie stacji hydrogeologicznej leżącej poza zasięgiem leja depresji, charakteryzuje się naturalnymi zmianami zwierciadła wody. Okres obserwacji w latach 1977–2001 wskazuje obniżenie się zwierciadła wody w latach 1977–1990 o około 150 cm w utworach kredy a następnie jego stopniowy wzrost o około 100 cm;

— Jasień — punkt Podstawowej Sieci Obserwacyjnej położony na skraju leja depresji. Obserwacje rozpoczęto w roku 1997 i od tego czasu zwierciadło wody podniosło się o około 300 cm co świadczy o stopniowym wypełnianiu się leja depresji;

— Chełm w Gdańsku — punkt Trójmiejskiej Sieci Obserwacyjnej zlokalizowany bliżej centrum leja, na krawędzi wysoczyzny. Punkt obserwowany od roku 1991 wskazywał powolny wzrost zwierciadła wody do roku 1995, a następnie w wyniku wyłączenia z eksploatacji studni kredowych na terenie pobliskiego ujęcia „Lipce” nastąpił w latach 1991–2001 szybki wzrost zwierciadła wody o 8 m;

— Kołobrzeska — punkt Trójmiejskiej Sieci Obserwacyjnej położony w pobliżu centrum leja depresji, na terenie Tarasu Nadmorskiego. W okresie obserwacji w latach 1995–2001 zwierciadło wody podniosło się o około 9 m;

— Zaspa-Lokomotywnia — punkt Podstawowej Sieci Obserwacyjnej położony w centrum leja depresji obserwowany od roku 1997. W roku 1999 zwierciadło wody podniosło się ponad powierzchnię terenu i nastąpił samowypływ.

Skutkiem podnoszenia się zwierciadła wód podziemnych w utworach kredy jest:

1. Zmiana relacji ciśnień pomiędzy wodami w utworach kredy a wodami w utworach młodszych, co powoduje coraz intensywniejsze ich zasilanie przez wody z utworów kredowych.

2. Awaryjność i niszczenie instalacji wodociagowych nieprzystosowanych do wysokich ciśnień.

3. Na skutek coraz częściej występujących samowypływów istnieje zagrożenie zalewania powierzchni terenu.

W celu opanowania sytuacji powinien nastąpić kontrolowany wzrost poboru wody w centrum leja do czasu przystosowania instalacji studziennych do zwiększonych ciśnień oraz ciągła kontrola stanu zwierciadła wód podziemnych.

W dyskusji brali udział: L. Jurys, T. Michalski, A. Tomczak, R. Rusiłowicz i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 19 lutego 2002 r.

Jarmila KRZYMIŃSKA: Małżoraczki jako wskaźniki zmian paleośrodowiskowych w obszarze Zatoki Gdańskiej

Celem badań było podkreślenie przydatności małżoraczek w badaniach osadów czwartorzędowych jako wskaźników zmian środowiskowych. Z obszaru Zatoki Gdańskiej pobrano 10 rdzeni osadów, za pomocą sondy wibracyjnej, w ramach badań geotechnicznych dna Zatoki Gdańskiej dla ułożenia projektowanego kabla optotelekomunikacyjnego systemu VTS od głowicy prawej wejścia południowego Portu Gdynia do falochronu wyspowego północnego w Porcie Gdańsk–Port Północny. Odległości między profilami wynosiły 50 m. Długość pobranych rdzeni wahała się od 3,45–3,82 m. W celu wykonania analizy ilościowej fauny do badań pobrano 72 próbki o jednakowej objętości (200 cm³). Ogółem oznaczono 15 gatunków małżoraczek słodkowodnych i 2 gatunki morskie (euryhalinowe). Wykonano przydatne w identyfikacji i bezpośrednim porównywaniu warstw sedimentacyjnych spektra małżoraczkowe, obrazujące procentowy udział głównych składników asocjacji.

Małżoraczki występowały w trzech rdzeniach: WB1, WB6 i WB7. W profilu WB1 i WB6, w piaskach mulistych, stwierdzono wysoki udział *Cytherissa lacustris* (Sars), przy niskim udziale *Limnocythere inopinata* (Baird), *Candona neglecta* Sars, *Candona angulata* Müller, *Candoniella subellipsoida* Sharapova, *Ilyocypris lacustris* Kaufmann, *Cyclocypris laevis* (Müller), *Herpetocypris reptans* (Baird). W obu wymienionych profilach dominującym gatunkiem jest *Cytherissa lacustris* (Sars). Jego udział sugeruje, że miał on optymalne warunki rozwoju zgodne z wymaganiami ekologicznymi. Gatunek ten występuje w jeziorach na różnych głębokościach, przede wszystkim w strefie sublitoralnej i profundalnej, preferując jeziora oligotroficzne. Rozwój eutrofizacji jeziora powoduje wycofywanie się tego gatunku. Jest gatunkiem eurytermicznym z preferencją zimnych wód, toleruje zasolenie do 1,5 PSU oraz jest właściwym gatunkiem dla dużych zbiorników. Natomiast gatunki towarzyszące *Cytherissa lacustris* (Sars) reprezentowane przez: *Candona candida* (Müller), *Candona neglecta* Sars, *Candoniella subellipsoida* Sharapova, zasiedlają litoral i profundal jezior, są gatunkami zimno-stenotermicznymi.

W spągowej części profilu WB7, w piaskach mulistych, w zespole małżoraczek zaznaczyła się obecność takich gatunków jak: *Limnocythere sanctipatricii* Brady and Robertson, *Ilyocypris lacustris* Kaufmann, *Candona compressa* (Koch), *Candona neglecta* Sars, *Candoniella subellipsoida* Sharapova, *Limnocythere inopinata* (Baird), *Metacypris cordata* Brady and Robertson i *Scottia tumida* (Jones), *Darwinula stevensoni* (Brady and Robertson). W górnej części profilu, w osadach piaszczystych, zaznaczyły swoją obecność dwa gatunki morskie (euryhalinowe): *Cyprideis torosa* (Jones) i *Cytheromorpha fuscata* (Brady). Przedstawiony zespół może wskazywać na zbiornik jeziorny prawdopodobnie z wpływami rzeki. Fakt ten może być potwierdzony obecnością małży, zasiedlające rzeki: *Pisidium moitessierianum* Paladilhe oraz *Pisidium supinum* Schmidt.

Analiza składu gatunkowego małżoraczek w badanych profilach pozwoliła sugerować, że osady te tworzyły się w dwóch lokalnych zbiornikach jeziornych. Jednym z nich (WB1 i WB6) było oligotroficzne, głębokie jezioro, natomiast drugim (WB7) było płytkie i zarastające. W czasie transgresji morskiej osady te uległy częściowemu zniszczeniu i zostały

przykryte pokrywą piasków morskich. Wskaźnikiem zmian warunków środowiskowych (zasolenia) były pojawiające się w osadach skorupki małżoraczków morskich.

W dyskusji brali udział: L. Jurys, M. Masłowska, J. Zachowicz i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 12 marca 2002 r.

Maria KRECZKO: Zasilanie i drenaż wód podziemnych czwartorzędowego piętra wodonośnego na obszarze Żuław Wiślanych

Udział opadów atmosferycznych oraz cieków w procesie kształtowania zasobów wodnych czwartorzędowego piętra wodonośnego jest znaczący, choć zróżnicowany w zależności od warunków budowy geologicznej. Inaczej przedstawia się zagadnienie formowania zasobów wód podziemnych na Żuławach Wiślanych. Odrębność ta wyraża się dominującym dopływem wody spoza granic obszaru, Żuławy Wiślane jako całość stanowią regionalną bazę drenażową.

Użytkowe znaczenie dla zaopatrzenia w wodę pitną i na potrzeby gospodarcze mają dwa poziomy wodonośne związane z utworami czwartorzędowymi: plejstoceno-holoceno i „różnowiekowy” — obejmujący najstarsze ogniwa plejstocenu, piaszczyste osady trzeciorzędu i węglanowo-krzemionkowe utwory kredy górnej. W południowo-zachodniej części Żuław Gdańskich i centralnej — Żuław Elbląskich poziom „różnowiekowy” związany jest z utworami czwartorzędowymi, na pozostałym obszarze warstwa wodonośna zbudowana jest z utworów trzeciorzędowych. Fragmentaryczne braki obu warstw wodonośnych nie przekraczają 5% całkowitej powierzchni. Piętra wodonośne eksploatowane są przez liczne ujęcia wód podziemnych rozmieszczone najczęściej w strefie brzeżnej Żuław, w pobliżu otaczających je wysoczyzn. Zdecydowanie największa część poboru wody (ponad 60%) skupiona jest w rejonie Gdańska, a dominują ujęcia miejskie „Lipce”, „Czarny Dwór” i „Zaspa”.

Podstawę formowania zasobów wód podziemnych na obszarze Żuław stanowi dopływ lateralny. Na obszarach alimentacji formowane są dwa główne strumienie wód podziemnych, zmierzające w kierunku Żuław Gdańskich z Pojezierza Kaszubskiego i Starogardzkiego, a w kierunku Żuław Elbląskich z obszaru Pojezierza Iławskiego. Obszar spływu wód do delty Wisły wynosi w przypadku piętra czwartorzędowego około 3000 km². Zasilanie lateralne jest zróżnicowane dla poszczególnych poziomów wodonośnych i odcinków krawędziowych wysoczyzn. Strefa intensywnej wymiany wód dopływających lateralnie do czwartorzędowego poziomu wodonośnego z wysoczyzn pojeziernych, rozprzestrzenia się wąskim pasem w brzeżnych częściach delty Wisły. Dopływ ze strony zachodniej jest zdecydowanie największy zarówno do poziomu plejstoceno-holoceno jak „różnowiekowego”, zarówno w warunkach „naturalnych”, jak przy intensywnej eksploatacji i stanowi około 80% całkowitego dopływu bocznego do Żuław Wiślanych. Bezpośredni odpływ wód do morza w stanie tzw. „naturalnym” wynosi około 2600 m³/h, przy czym 75% stanowi odpływ z poziomu pleistoceno-holoceno. Przy eksploatacji odpływ zdecydowanie zmniejsza się.

Następnym elementem w bilansie wodnym regionu jest przesączanie wód z I do poziomów wodonośnych. W warunkach nie zaburzonych eksploatacją wód podziemnych, udział wód z poziomu „równowiekowego” w zasilaniu I poziomu wodonośnego jest znaczący, tak jak nie bez znaczenia jest udział wód przesączających się z poziomu niższego do warstwy II. Należy zwrócić uwagę na zmianę w kierunkach przepływu wód przy intensywniej eksploatacji.

Z uwagi na przykrycie osadami słabo przepuszczalnymi i odprowadzanie wód opadowych poprzez system rowów, kanałów i pompowni odwadniających, znaczenie zasilania wodami opadowymi w kształtowaniu się zasobów wód podziemnych jest niewielkie. Wielkość infiltracji efektywnej na całych Żuławach wynosi 1% wielkości opadu atmosferycznego.

Nie można pominąć roli, jaką w formowaniu zasobów wód podziemnych odgrywa cały system wodno-melioracyjny. Rzeki, zbiorniki wodne oraz kanały i rowy melioracyjne wraz z budowlami wodnymi tworzą na Żuławach skomplikowane układy hydrograficzne a cała przestrzeń istnieje tylko dzięki pracy tych układów.

Całkowita ilość wód podziemnych uwzględniona w bilansie plejstoceno-holoceno wód podziemnych wynosi od 4520 m³/h — w warunkach „naturalnych” do około 5500 m³/h — w warunkach maksymalnego poboru wody. Głównym źródłem zasilania jest dopływ lateralny pochodzący z obszarów Pojezierza Kaszubskiego i Iławskiego oraz Wysoczyzny Elbląskiej. W bilansie wód podziemnych wynosi od 60 do 64%. Zasilanie powierzchniowe poziomu plejstoceno-holoceno, związane z infiltracją opadów atmosferycznych, nabiera znaczenia jedynie w odniesieniu do niewielkich fragmentów obszaru filtracji a średni udział w zasilaniu wynosi od 17 do 21%. Należy zwrócić uwagę na znaczenie, jakie w warunkach naturalnych miały rzeki i inne elementy systemu wodno-melioracyjnego Żuław Wiślanych. Praktycznie, oprócz bezpośredniego naturalnego odpływu do Zatoki Gdańskiej, poprzez rzeki i sieć melioracyjną odprowadzane było 58% całkowitej ilości wody, biorącej udział w obiegu wód w tym regionie.

Natomiast, gdy dominuje pobór wody przez ujęcia, zmienia się rola rzek oraz kanałów i rowów melioracyjnych. Ogólna ilość wody odbieranej przez ten system zmniejsza się dwukrotnie (27,3%), a jednocześnie zwiększa się udział tego czynnika w zasilaniu warstwy wodonośnej. W miarę zwiększania się eksploatacji ujęć wód podziemnych zmniejsza się również zasilanie górnego poziomu z przesączania z „równowiekowego” poziomu wodonośnego.

Inaczej przedstawia się bilans II warstwy wodonośnej. Czynniki wpływające na formowanie się zasobów tej warstwy to dopływ lateralny i odpływ do morza oraz pionowa wymiana wód z nadległym i niżej leżącym poziomem wodonośnym. Całkowita ilość krążących wód wynosi od 1500 do 3680 m³/h. Udział dopływu lateralnego w zasilaniu waha się w granicach od 77–85%, pozostałe 23 i 15% pochodzi z pionowej wymiany wód: w warunkach naturalnych z piętra kredowego, przy eksploatacji również — z poziomu plejstoceno-holoceno.

W dyskusji brali udział: R. Kramarska, L. Jurys, M. Lidzbarski, E. Glaza, M. Masłowska i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 8 października 2002 r.

Andrzej LISICKI: **Dynamika zjawisk pływowych w strefie brzegowej mórz i oceanów**

Powstawanie pływów — teoria statyczna. Najbardziej znanym zjawiskiem pływowym są przyprływy i odpływy morza, czyli zmiany poziomu jego powierzchni. Natomiast prądy pływowe są zwykle trudniejsze do obserwacji, jako że zachodzą wewnątrz masy wodnej, przeważnie już będącej w ruchu. Przyprływ i odpływ są zwykle zjawiskiem dynamicznym, szczególnie w strefie przybrzeżnej, na lokalnych płycznach o stromych zboczach, w cieśninach i estuariach rzecznych.

Pływy powstają zasadniczo w wyniku działania na Ziemię dwóch rodzajów sił — grawitacji ze strony Księżyca i odśrodkowej w układzie dwóch ciał (Ziemi i Księżyca). Pierwsza z nich zależy od odległości od środka masy Księżyca, zaś druga jest stała w każdym punkcie Ziemi. W wyniku tego tworzą się dwa „wybrzuszenia” hydrosfery ziemskiej; jedno w punkcie zwróconym ku Księżycowi, a drugie odległe o 180° . Identycznie działa na Ziemię masa Słońca, jednak jego duża odległość od Ziemi powoduje iż zjawiska pływowe, generowane Słońcem wynoszą tylko 40% wywoływanych przez Księżyc. Obie składowe dodają się do siebie i dlatego mamy do czynienia okresowo z pływem „wielkim” (syzygijnym) o natężeniu 140% księżycowego i „małym” (kwadraturowym), o natężeniu zaledwie 60%. Na rzeczywistą wielkość pływu mają ponadto wpływ m. in. zmiany deklinacji Księżyca i Słońca, zmiany ich odległości od Ziemi, a także szereg innych zjawisk pozaastronomicznych, np. zjawiska rezonansu w hydrosferze.

Dynamiczna teoria pływów. Jej podstawy ok. roku 1870 stworzył W. Thomson (lord Kelvin). Teoria ta traktuje pływy jako swego rodzaju sumę prostych drgań harmonicznym punktu na danym akwenie (a więc jako sumę prostych fal o przebiegu sinusoidalnym). Krzywą pływu czyli zmiany poziomu wody (h) w danym punkcie morza można więc przedstawić wzorem:

$$h = \sum_{k=1}^n A \sin(\omega_k t - f_{o,k})$$

gdzie: A — amplituda danego drgania, ω — prędkość kątowna oscylacji, t — czas, f_o — początkowa faza wychylenia.

Wskaźnik k zmienia się od $k = 1$ aż do tak dużej wartości, ile drgań składowych wyodrębnimy z rzeczywistej krzywej pływu. W zależności od potrzeb praktycznych i stanu naszej wiedzy k waha się od 4–15, choć w rzeczywistości może nawet przekraczać 100. Poszczególne oscylacje mają okresy drgań bliskie połowie doby, połowie miesiąca, miesiącowi, połowie roku i rokowi, co wynika z mechaniki ruchów Ziemi, Księżyca i Słońca oraz z rotacji Ziemi.

Wszystko to oznacza, że teoria dynamiczna pływów pozwala na prognozowanie pływu w danym punkcie Ziemi, choć nie mówi nic o rzeczywistych przyczynach zjawiska. Została stworzona i wykorzystana głównie dla potrzeb nawigacji.

Dynamika zjawisk pływowych. Przyprływy i odpływy morza mają wielkie znaczenie dla działalności ludzkiej w strefie brzegowej, szczególnie zaś tam, gdzie natężenie tych zjawisk

jest znaczne. Poza nawigacja mają znaczenie w budownictwie portowym i morskim, a także dla gospodarki na obszarach depresyjnych i nisko położonych.

Istnieją miejsca na Ziemi, gdzie dynamika zjawisk pływowych jest wyjątkowo znacząca. Chodzi tu o prądy pływowe, które w szczególnych okolicznościach mogą osiągać prędkości rzędu $5\text{--}6\text{ m/sek}^{-1}$. Prędkość ta zależy nie tylko od skoku pływu, ale głównie od warunków lokalnych, jak kształt i kierunek linii brzegowej, charakter dna, czy jego batymetria. Wtargnięcie fali przyływu do niektórych estuariów rzecznych często wywołuje powstanie zespołu fal turbulentnych, które płyną pod prąd rzeki, nieraz na odległość znacznie przekraczającą 100 kilometrów.

Prądy pływowe w strefie brzegowej i fale pływowe na niektórych rzekach stanowią istotny czynnik wpływający lokalnie na kształtowanie się środowiska geograficznego.

Na Bałtyku, który właściwie jest akwenem zamkniętym, zjawiska pływowe w praktyce nie występują. Mamy z nimi do czynienia dopiero po przepłynięciu do Cieśnin Duńskich.

W dyskusji brali udział: W. Prussak, W. Jegliński, A. Tomczak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 15 października 2002 r.

Mirosław LIDZBARKI: **Zasoby odnawialne i dyspozycyjne wód podziemnych Żuław Wiślanych**

Zasoby odnawialne wód podziemnych Żuław Wiślanych w decydującej mierze kształtują dopływy lateralne, bezpośrednia infiltracja wód opadowych oraz infiltracja wód z cieków, rowów i kanałów melioracyjnych. Podstawą oszacowania struktury i natężenia zasilających strumieni były obliczenia hydrogeologiczne (Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych Żuław wiślanych i Mierzei Wiślanej, PIG OGM, 2000) zweryfikowanych badaniami modelowymi (Badania modelowe dla ustalenia zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych na obszarze Żuław i Mierzei Wiślanej, AGH Kraków, 2000).

Przy obecnej eksploatacji wód podziemnych dominujący udział w formowaniu zasobów odnawialnych spełnia dopływ lateralny — $6750\text{ m}^3/\text{h}$, co stanowi 84% zasilania. Najwięcej wód dopływa z Pojezierza Kaszubskiego i Starogardzkiego — ok. $5600\text{ m}^3/\text{h}$. Tak więc Żuławy Gdańskie i Taras Nadmorski cechują wyjątkowo dobre warunki zasilania, zwłaszcza w obrębie poziomu plejstoceno-holoceno (ok. $2600\text{ m}^3/\text{h}$) i kredowego — subniecka gdańska (ok. $2000\text{ m}^3/\text{h}$). Zasilanie Żuław Elbląskich jest ograniczone do ok. $1000\text{ m}^3/\text{h}$ i zachodzi z Pojezierza Iławskiego i Wysoczyzny Elbląskiej. Żuławy Wielkie są prawie całkowicie pozbawione dopływu lateralnego. Analizując przedstawione dane zauważamy istotną różnicę w natężeniu przepływu wód z zachodu i południa. Redukcja wielkości przepływu z południa spowodowana jest czynnikami morfologicznymi, wykształceniem sieci rzecznej w brzeżnej części Pojezierza Iławskiego oraz wykształceniem warstw wodonośnych na Żuławach. Znaczna część wód podziemnych (w utworach międzymoreno-

T a b e l a 1

Zasoby dyspozycyjne na obszarze Żuław Wiślanych [w m³/h]

Poziom wodonośny	Taras Nadmorski i Żuław Gdańskie	Żuław Wielkie	Żuław Elbląskie	Żuław Wiślane ogółem
plejstoceno-holoceno	2900 z czego GZWP 112–2700	200	1000 na obszarze GZWP 203	4100
tw. „różnowiekowy” Q+Tr+Cr	720	100	1600	2420
piętro kredowe — subniecka gdańska	2350 z czego GZWP 111–2220	–	–	2350
Suma zasobów dyspozycyjnych	5970	300	2600	8870

wych) płynących z obszaru Pojezierza Iławskiego jest drenowana przez głęboko wcięte cieki w strefie krawędziowej. Strumień wód docierający z obszaru Pojezierza Iławskiego do granic Żuław dodatkowo ogranicza słabe wykształcenie plejstoceno-holoceno poziomu wodonośnego w południowej części Żuław Elbląskich. Również Nogat spełnia rolę bariery ograniczającej dopływ wód na odcinku Biała Góra–Malbork. W rezultacie ilość wód efektywnie zasilających poziom plejstoceno-holoceno w tej części Żuław jest znacznie zredukowana.

Drugim istotnym składnikiem po stronie zasilania jest infiltracja opadów atmosferycznych. Jej wartość oszacowano na 960 m³/h, co stanowi tylko 12% w ogólnym bilansie zasilania Żuław Wiślanych. Znaczne ograniczenie infiltracji efektywnej spowodowane jest obecnością trudno przepuszczalnych namulów i utworów deltowych na powierzchni terenu oraz gęstą siecią rowów melioracyjnych przejmujących prawie w całości opady atmosferyczne.

Obecny poziom eksploatacji wód podziemnych (ok. 5100 m³/h) spowodował powstanie lejów depresji o zasięgu regionalnym. Skutkiem tego jest przesączanie wód powierzchniowych do plejstoceno-holoceno poziomu wodonośnego (ok. 3% wartości zasilania) i dopływ wód spod dna Zatoki Gdańskiej (ok. 1%).

Na wielkość zasobów dyspozycyjnych obok uwarunkowań hydrodynamicznych i systemu obiegu wód miały wpływ również inne czynniki, np:

- ascenzja wód zasolonych z głębszych poziomów wodonośnych i zasolonych wód powierzchniowych (w tym wód morskich);
- zmiany w jakości wód na skutek przemian chemicznych zachodzących w warstwie namulowej;
- ługowanie minerałów fluoronośnych;
- uwarunkowania przyrodnicze — ochrona rejonu Jeziora Drużno.

Uwzględniono również występowanie i wykształcenie poziomów wodonośnych, wielkość zatwierdzonych zasobów dyspozycyjnych w otoczeniu Żuław oraz zagwarantowanie wydajności eksploatacyjnych większych ujęć w strefie krawędziowej pojezierza Kaszubskiego i Starogardzkiego. Prognoza zasobowa zakładała zwiększenie obecnego poziomu eksploatacji wód podziemnych do ponad 9000 m³/h. W związku z tym ilość wód biorących

udział w obiegu wzrośnie do 10 500 m³/h. Wartość ta stanowi jednocześnie zasoby odnawialne Żuław Wiślanych. Natomiast zasoby dyspozycyjne ustalono w wysokości 8870 m³/h. Przeprowadzona symulacja poboru wód podziemnych przy uwzględnieniu wszystkich uwarunkowań pozwoliła na rejonizację zasobów i przyporządkowanie ich wydzielonym poziomom wodonośnym. Rejony pozbawione użytkowych poziomów wodonośnych, z uwagi na trwały charakter zasolenia, zostały wyłączone z obszarów zasobowych, a udział wód zanieczyszczonych został bardzo ograniczony. Należy jednak zaznaczyć, że zasoby dyspozycyjne obejmują również obszary występowania fluorków, których koncentracja przekracza dopuszczalne zawartości w zakresie 1,5–3,8 mg/dm³.

Największą wartość zasobów dyspozycyjnych proponuje się przyjąć dla wód poziomu plejstoceno-holoceno — 4100 m³/h z czego aż 2900 m³/h obejmuje obszar Tarasu Nadmorskiego i Żuław Gdańskich. Na znajdujący się tu GZWP 112 przypada 2700 m³/h. Pozostała część zasobów odnosi się do rozproszonych ujęć zakładowych i wiejskich. Na Żuławach Wielkich proponuje się przyjąć zasoby dyspozycyjne w wysokości 200 m³/h. Większość z tej wartości (ok. 130 m³/h) przypada na obszar Mierzei Wiślanej w części lądowej. Zagospodarowanie pozostałej części możliwe jest tylko w rejonach, gdzie możliwe jest uzdatnienie wód podziemnych do celów konsumpcyjnych. Na obszarze Żuław Elbląskich proponowane zasoby dyspozycyjne — 1000 m³/h w całości odnoszą się do GZWP 203.

Proponowane zasoby dyspozycyjne dla poziomu „różnowiekowego” — 2420 m³/h obejmują wodonośne utwory Q+Tr+Cr występujące w utworach porowych oraz wody szczelinowe w serii węglanowej kredy górnej. Na obszarze Tarasu Nadmorskiego dotyczą utworów trzeciorzędu. Z proponowanej wartości na obszar Żuław Elbląskich przydziela się 1600 m³/h możliwych do zagospodarowania głównie przez ujęcia komunalne i zakładowe Elbląga. Na Żuławach Gdańskich wartość zasobów dyspozycyjnych wynosi 720 m³/h z czego ok. 630 m³/h obejmuje poziom oligoceno na Tarasie Nadmorskim. Pozostała część możliwa jest do zagospodarowania w wodach szczelinowych kredy oraz w pozostałych warstwach poziomu „różnowiekowego”. Najmniejsza wartość zasobów dyspozycyjnych w poziomie „różnowiekowym” przypada na obszar Żuław Wielkich — 100 m³/h. Zasadniczą przyczyną ich małej ilości było ograniczone zasilanie lateralne oraz zagrożenia geogeniczne. Proponowana wielkość możliwa jest do zagospodarowania w południowej części delty.

Ostatnim ogniwem systemu wodonośnego są wody piętra kredowego — „subniecka gdańska”. Obejmuje porowe utwory wodonośne serii piaszczystej zalegające pod serią węglanową. Większa część tego poziomu wodonośnego na obszarze Żuław Gdańskich występuje w granicach GZWP 111. Zasoby dyspozycyjne tego zbiornika zostały oszacowane w ilości — 2220 m³/h. Na pozostałej części subniecki, obejmującą pozostałą część Żuław Gdańskich, proponuje się 130 m³/h.

W dyskusji brali udział: L. Jurys, W. Prussak, A. Tomczak i prelegent.

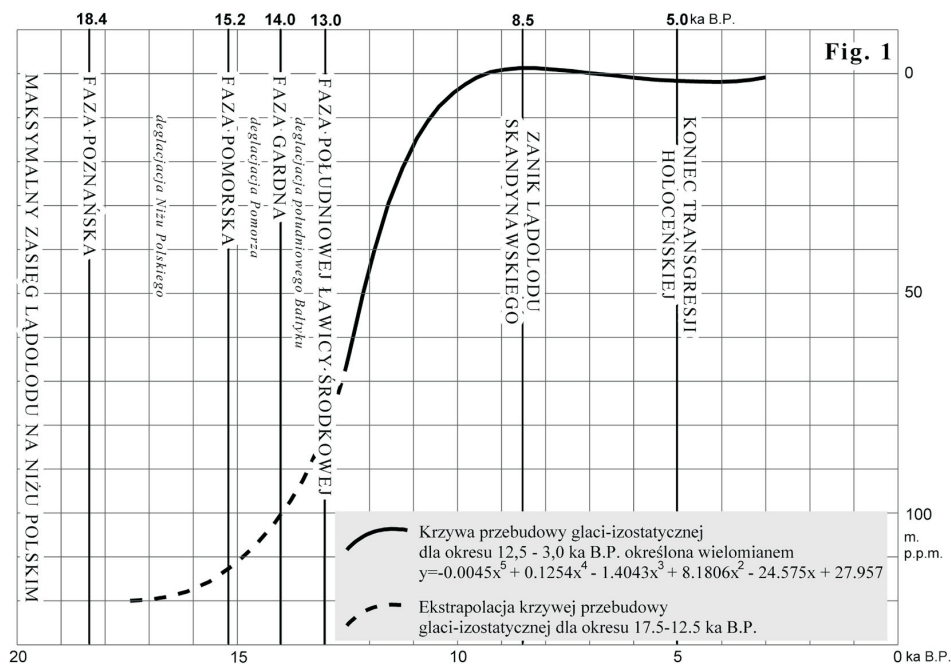
Posiedzenie odbyło się w dniu 22 października 2002 r.

Szymon UŚCINOWICZ: Glacioizostazja obszaru południowego Bałtyku

Ruchy glaciizostatyczne odtworzono poprzez porównanie krzywej względnych zmian poziomu wód w obszarze południowego Bałtyku (Uścinowicz, 2000) — nieznacznie zmodyfikowaną, z krzywymi zmian eustatycznych oceanu (Fairbanks, 1989; Blanchon, Show, 1995). Dodatkowo dla ostatnich 8000 lat wykorzystano krzywą eustatyczną Mörnera (1976) dla Kattegattu, wygładzoną za pomocą wielomianu 6 stopnia. Dla późnego plejstocenu i wczesnego holocenu porównania krzywych można przeprowadzić tylko dla okresów gdy Bałtyk miał połączenie z oceanem i poziomy wód ulegały wyrównaniu, tj. dla okresów ok. 12,5–12,4, 11,0–10,9, 10,2–10,1 i 9,7–9,6 ka BP (Svensson, 1991; Björck, 1995). Dla okresu od 8,5 ka BP, gdy Bałtyk uzyskał stałe połączenie z oceanem, różnice pomiędzy krzywą względnych zmian poziomu południowego Bałtyku a eustatycznymi krzywymi oceanu wyznaczono w przedziałach co 500 lat. Porównania krzywych wykonano do 3 ka BP, to jest do czasu gdy krzywa względnych zmian poziomu południowego Bałtyku zbiega się z krzywymi eustatycznymi Blanchona, Showa (1995) i Mörnera (1976), zaś krzywa eustatyczna Fairbanka (1989) wykazuje stałą stałą różnicę –2,5 m od powyższych krzywych. Ponieważ do porównań użyto trzech różnych krzywych eustatycznych, krzywą zmian glaciizostatycznych wyznaczono przez matematyczną aproksymację wielomianem piątego stopnia: $y = -0,045x^5 + 0,1254x^4 - 1,4043x^3 + 8,1806x^2 - 24,575x + 27,957$.

Ponieważ historia zmian poziomu wód w południowym Bałtyku obejmuje tylko ostatnie 13,0 ka BP, tak więc krzywa wyznaczona powyższym równaniem odzwierciedla tylko część postglacialnej przebudowy glaciizostatycznej tego obszaru; część fazy zasadniczego postglacialnego podnoszenia (postglacial uplift) oraz fazę podnoszenia szczątkowego (residual uplift). Rekonstrukcja całej krzywej przebudowy glaciizostatycznej obszaru południowego Bałtyku jest możliwa tylko poprzez ekstrapolację wyliczonego odcinka krzywej na podstawie wiedzy o ogólnych prawidłowościach ruchów glaciizostatycznych (np. Peltier i in., 1978; Dawson, 1992) oraz wiedzy o przebiegu deglacjacji obszaru północnej Polski i południowego Bałtyku (m. in. Mojski, 1993; Uścinowicz, 1999). Dla rekonstrukcji krzywej całkowitej przebudowy glaciizostatycznej obszaru południowego Bałtyku (Fig. 1) przyjęto następujące założenia. Ruch wynoszący został zapoczątkowany ok. 17,5–17,0 ka BP w czasie recesji lądolodu fazy poznańskiej. Przejście od wznoszenia hamowanego (restrained rebound) do fazy zasadniczej podnoszenia się (postglacial uplift) rozpoczęło się ok. 14 ka BP. W okresie początkowym deglacjacji południowego Bałtyku obszar południowego wybrzeża (w chwili wycofania się z niego lądolodu) był położony wyżej niż ówczesny poziom oceanu, dzięki temu możliwy był odpływ wód roztopowych.

Zgodnie z wyliczonym odcinkiem krzywej przebudowy glaciizostatycznej i powyższymi założeniami, przybliżone podniesienie obszaru południowego Bałtyku w fazie wznoszenia hamowanego wyniosło ok. 20 m, a prędkość ruchu wznoszącego wzrastała w miarę wycofywania się i zmniejszania grubości lądolodu, osiągając ok. 14,0 ka BP ok. 15 mm/rok. Faza zasadniczego podnoszenia postglacialnego trwała od ok. 14,0 do ok. 11,0 ka BP. W tym okresie obszar południowego Bałtyku uległ wyniesieniu o dalsze ok. 85 m. W czasie deglacjacji obszaru południowego Bałtyku prędkość ruchów wznoszących wzrastała, osiągając maksimum ok. 45 mm/rok w okresie ok. 12,4–12,2 ka BP, to jest wkrótce po recesji lądolodu fazy



południowej ławicy środkowej. Szybkość podnoszenia się obszaru południowobałtyckiego zmniejszyła się ok. 11,0 ka BP do ok. 16 mm/r. Faza wznoszenia szczątkowego rozpoczęła się ok. 11,0 ka BP i zakończyła ok. 9,2–9,0 ka BP. Zakres podniesienia w tym okresie czasu wyniósł ok. 15 m. Prędkość podnoszenia obszaru spadła do ok. 6 mm/r w okresie ok. 10,0 ka BP. Całkowite podniesienie obszaru południowobałtyckiego w okresie od ok. 17,5 do ok. 9,2 ka BP wyniosło ok. 120 m.

Szybkie zanikanie ruchów wznoszących pomiędzy 11,0–9,0 ka BP wynikało prawdopodobnie z hamującego wpływu zjawisk hydroizostazji i sedymenizacji. W obszarze południowego Bałtyku od początków deglacji rozwijały się zbiorniki wodne, w których w szybkim tempie gromadziły się miększe warstwy osadów. Na fakt trwania ruchów glaciizostaticznych w obszarze południowego Bałtyku jeszcze w początkach holocenu wskazują przemieszczenia stropu osadów późnoplejstoceny i wczesnoholoceny. Przemieszczenia stropu osadów bałtyckiego jeziora lodowego widoczne na profilach sejsmoakustycznych w rejonach stref uskokowych w Basenie Bornholmskim dochodzi do ok. 6–7 m. Przemieszczenia stropu osadów jeziora ancylusowego są mniej wyraźne i wynoszą do ok. 3–4 m.

Kształt krzywej przebudowy glaciizostaticznej południowego Bałtyku (Fig. 1) dla okresu od ok. 9,0 do ok. 7,0 ka BP zdaje się sugerować, że w tym czasie przez obszar południowego Bałtyku migrowało nabrzmienie brzeżne, a w okresie od ok. 7,0 do ok. 4,0 ka BP wystąpił ruch obniżający. Mała amplituda ruchów pionowych w okresie od 9,0–3,0 ka BP, dochodząca maksymalnie do ok. 3–4 m, może mieścić się w zakresie błędów estymacji krzywej dla tego okresu. Można sądzić, że od ok. 4–3 ka BP obszar południowego Bałtyku

jest raczej stabilny, a ruchy neotektoniczne, o ile występowały, były niewielkie i nie związane bezpośrednio z glaciostazją.

W dyskusji brali udział: W. Prussak, M. Masłowska, A. Tomczak, L. Jurys, W. Jegliński i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 5 listopada 2002 r.

Piotr PRZEZDZIECKI: Możliwości i metody wykorzystania zasobów geologicznych baz danych Oddziału Geologii Morza PIG

Początki komputerowej bazy danych Oddziału Geologii Morza sięgają 1985 roku. Baza ta od początku gromadziła wyniki badań i analiz próbek osadów morskich wraz z lokalizacją punktów ich pobrania oraz dane geodezyjne innych prac morskich (np. profilowania sejsmoakustycznego). W początkowym okresie, kiedy OGM nie posiadał własnych komputerów, dane gromadzone były w ośrodku obliczeniowym Geofizyki-Toruń i tam też zamawiano odpowiednie ich zestawienia lub mapy co było kłopotliwe i utrudniało dostęp do zasobów bazy.

W 1993 roku dane zostały przejęte w postaci plików tekstowych i przeniesione na komputer typu PC. Powstał wówczas pierwszy program obsługi bazy pod *FoxPro* dla *DOS'u*. Od tego czasu baza stale się rozrasta o dane z nowo prowadzonych badań, jak również te uzupełniające, uzyskiwane z dokumentacji archiwalnych, a także o specjalnie przygotowaną część graficzną (mapy, profile rdzeni itp.). Jednocześnie kolejnym modyfikacjom ulegał program obsługi bazy. Zasoby bazy przechowywane były cały czas na dysku zwykłej stacji roboczej, a potrzebne zestawienia czy mapy można było (po przygotowaniu przez administratora bazy) drukować lub przysyłać przez sieć lokalną.

W roku 2002 całość danych została przeniesiona na wydzielony serwer, na macierz dyskową typu RAID, co podniosło bezpieczeństwo danych (większa odporność na uszkodzenia dysków), a jednocześnie pozwoliło utworzyć program dostępu do danych poprzez sieć lokalną.

Dzięki takiej organizacji bazy możliwy jest ciągły dostęp do informacji (24 godz. na dobę) z dowolnego komputera pracującego w lokalnej sieci OGM PIG. Aby zabezpieczyć dane, udostępniona jest jedynie możliwość ich przeglądania oraz tworzenia z nich wyciągów i wydruków, natomiast możliwość edycji posiada jedynie administrator bazy z odpowiedniej stacji roboczej. Korzystanie z zasobów bazy możliwe jest po uzyskaniu od jej administratora uprawnień do logowania się. W trakcie logowania tworzony jest automatycznie dziennik użytkowników monitorujący pracę z bazą.

Możliwość pracy z bazą przez szersze grono jej użytkowników stawia określone wymagania programowi jej obsługi. Program ten musi być łatwy do opanowania, intuicyjny a także zapewniać użytkownikowi dostęp do narzędzi umożliwiających tworzenie wyciągów lub wydruków z bazy. Wymagania te zrealizowano modyfikując opracowany w 1998 roku program obsługi danych opracowany z użyciem pakietu *Microsoft Vizual FoxPro*.

Sposób wykorzystania zasobów bazy zmienił się wyraźnie w ostatnich latach. Mniejsze jest zapotrzebowanie na raporty (gotowe wydruki), natomiast potrzebne są dane w formie elektronicznej (jako pliki dla innych programów, czy też do włączenia w edytowane teksty).

Przy modyfikacji programu obsługi bazy przygotowano w związku tym specjalne narzędzia do eksportu danych. Narzędzia te umożliwiają w łatwy sposób tworzenie złożonych warunków filtracji rekordów do wybrania interesujących danych, przeglądanie, edycję i zapamiętywanie tych warunków, a następnie wybór zestawu pól (poszczególnych kolumn z dowolnych tabel tematycznych) i ich zapisanie na dysku swojego komputera w postaci pliku tekstowego. Pliki te można następnie dalej opracowywać np. w arkuszach kalkulacyjnych, czy też użyć do generowania map lub dołączać do edytowanych tekstów.

Użytkownik posiada również możliwość wykorzystania przygotowanych wzorów wydruków po wybraniu danych przez wspomniane wcześniej mechanizmy filtracji. Można wielokrotnie sprawdzać podgląd wydruku, a następnie wracać do edycji warunków filtracji zanim dokona się ostatecznego wydruku lub eksportu danych.

Proste filtry umożliwiające np. wybór rejonu badań, czy typ punktu dokumentacyjnego dostępne są pod przyciskami oznaczonymi czytelnymi ikonami. Jednocześnie z ustalaniem warunków filtracji można obserwować mapę dokumentacyjną rejonu co ułatwia dobranie warunków np. ograniczenia rejonu z którego selekcjonujemy punkty.

Duże możliwości tworzenia własnych wyciągów z bazy przy jednoczesnej intuicyjności i przejrzystości narzędzi do tworzenia tych wyciągów zapewniają możliwość korzystania ze zgromadzonych zasobów danych nawet osobom mającym jedynie podstawowe wiadomości o pracy na komputerze, a następnie łatwe użycie ich we własnych dokumentach bez konieczności sporządzania wydruków.

Baza danych ulega stałej rozbudowie, zwłaszcza zasoby danych graficznych, dalszy rozwój narzędzi do jej obsługi nastawiony będzie na umożliwienie wygodnego dostępu do tego typu danych.

W dyskusji brali udział: R. Kramarska i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 26 listopada 2002 r.

Leszek ZALESZKIEWICZ, Dorota KOSZKA-MARON: Geodynamika zachodniego wybrzeża Zalewu Puckiego

Czynnikami kształtującymi rzeźbę badanego obszaru były przede wszystkim erozyjne i akumulacyjne działania lądolodu ostatniego zlodowacenia, jego wód roztopowych oraz abrazyjnej działalności morza. W efekcie działania tych czynników powstały odizolowane pradolinami Płutnicy i Redy fragmenty wysoczyzn morenowych Kępy Puckiej i Swarzewskiej.

Rozwój wschodnich krawędzi zboczy wysoczyznowych pozostaje w ścisłym związku z rozwojem Zalewu Puckiego. Zbliżenie się wybrzeży Zalewu Puckiego do zboczy

wysoczyznowych nastąpiło około 4–3 tys. lat BP. W wyniku abrazji zaczęły tworzyć się klify i rozpoczęła się akumulacja piasków w rejonie Cypla Rzucewskiego.

Długość wschodnich zboczy kęp wysoczyznowych wynosi około 13 km. Z tego w zasięgu fal Zalewu Puckiego pozostaje około 7 km.

Pokrywę osadów czwartorzędowych w rejonie badanych odcinków klifowych budują dwa poziomy glin zwałowych, towarzyszące im piaski i żwiry międzymorenowe oraz osady piaszczysto-mulisto-ilaste.

Za zbocza klifowe uznano zbocza wysoczyzny lub te ich fragmenty na których zachodziły lub zachodzą ruchy masowe zainicjowane w wyniku abrazji. Klifem aktywnym określono taki klif, na którym w okresie obserwacyjnym 1995–2001, procesy geodynamiczne zachodziły na całym zboczach prowadząc do zmian w jego koronie jak i podstawie. Klifem częściowo aktywnym jest klif, na którym procesy, w okresie obserwacyjnym zachodziły przy podstawie bądź w górnej partii zbocza. W fazie stagnacji określono klif na którym procesy zachodziły w sposób powolny nie prowadząc do zauważalnych zmian. Za klif martwy uznano taki jego fragment na którym ustały wszelkie procesy abrazji jak i ruchy masowe pod wpływem działalności ludzkiej.

Na podstawie badań i przyjętych kryteriów wybrzeże klifowe obejmuje 6070,0 m zachodniego wybrzeża Zalewu Puckiego, w tym klify aktywne i częściowo aktywne 4100,0 m, klify w fazie stagnacji 1340,0 m a klify martwe 630,0 m. Pomimo zaktywizowania tak dużych obszarów, całkowicie pozbawionych pierwotnej pokrywy darniowej jest tylko 15,5% długości omawianego wybrzeża.

Generalnie najbardziej aktywne odcinki zboczy wysoczyznowych klifów osłonińskiego i gnieźdźewskiego występują w ich południowych fragmentach a najmniejsze w północnych. Klif pucki najbardziej aktywne odcinki ma na swoich krańcach (pomijając fragment przekształcony antropogenicznie), a najmniej w części centralnej.

Aktywizacja zboczy klifowych w okresie 1995–2001 przejawiała się przemieszczeniem, w nielicznych miejscach o 2,5–3,0 m, linii krawędzi klifu do wyższej partii zbocza wysoczyzny, w wyniku sufozji, obrywania i zsuwów. Na zboczach klifowych aktywnych i częściowo aktywnych obejmujących całe powierzchnie wysoczyzny, aktywizacja przejawiała się w erozji korony i zbocza oraz usypywaniu stożków osypiskowych.

Trudno jednoznacznie określić co powoduje różnicę w aktywności poszczególnych odcinków omawianego wybrzeża. Prawdopodobnie jest to cały kompleks czynników: budowa geologiczna, usytuowanie kierunkowe poszczególnych fragmentów wysoczyznowych, umocnienia brzegowe naturalne i sztuczne oraz profil podbrzeża.

Obszary klifowe nie cofają się na całej długości, lecz poprzez występowanie pojedynczych ubytków w koronie czy na zboczach.

W dyskusji brali udział: M. Masłowska, W. Prussak i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 10 grudnia 2002 r.

ODDZIAŁ POMORSKI

Marcin MAZUROWSKI: Porównanie właściwości hydrogeologicznych zbiorników krasowych i szczelinowych na przykładzie obserwacji z Gór Kaczawskich

Autor w latach 1999–2000 wykonał zdjęcie hydrogeologiczne obszaru między Mysłowem a Podgórkami w Górach Kaczawskich. Specyfika terenu polega na tym, że występują tu rzadko spotykane w Sudetach skały węglanowe o stosunkowo szerokim rozprzestrzenieniu i dużej miąższości w otoczeniu zmetamorfizowanych skał krystalicznych. Oba masywy skalne pokryte są warstwą rumoszu i glin deluwialnych. Teren porozcinany jest dolinami wypełnionymi aluwiami. Mamy więc możliwość porównania zbiorników wód podziemnych o odmiennych właściwościach (zbiornika krasowego, szczelinowego i porowego) występujących na stosunkowo małym obszarze.

Zagadnienia przepływu wód w ośrodkach porowych i szczelinowych są dobrze poznane i opisane matematycznie. Nie nastręcza większych trudności proces modelowania przepływu wód w tych ośrodkach, gdyż do określenia charakteru przepływu potrzebne jest rozpoznanie geometrii porów lub szczelin i określenie niejednorodności ośrodka skalnego, w celu ewentualnego rozbicia masywu wodonośnego na mniejsze bloki obliczeniowe. Można powiedzieć, że przepływ wód w ośrodkach porowych i szczelinowych jest zewnętrznie nieustalony, oznacza to, że wielkość przepływu zmienia się pod wpływem zmian warunków geologicznych i hydrogeologicznych, a ich wewnętrzna struktura pozostaje bez zmian. Inaczej jest w przypadku ośrodków krasowych — przepływ wody jest w nich zarówno wewnętrznie jak i zewnętrznie nieustalony. Oznacza to, że w skałach krasowych istnieje niestabilność struktury wewnętrznej.

Na badanym obszarze wody w zbiornikach krasowym i szczelinowym należą po piętra staropaleozoicznego. Rozpoznanie hydrogeologiczne tego piętra wodonośnego bazuje głównie na obserwacji źródeł. Zasilanie staropaleozoicznego piętra wód podziemnych następuje poprzez warstwę rumoszu skalnego. Jego miąższość i skład ma więc decydujący wpływ na kształtowanie się zwierciadła wód podziemnych głębszego krążenia. Istnieje także możliwość zasilania tego piętra poprzez bezpośrednią infiltrację wód opadowych. Zdażyć się tak może zarówno w miejscach gdzie skały krystaliczne odsłaniają się w sposób naturalny, bądź też w

obrębnie sztucznych odsłoneń, jakimi są, liczne na tym terenie, kamieniołomy. Należy zauważyć, że taki sposób zasilania piętra staropaleozoicznego ma podrzędne znaczenie i tylko lokalny zasięg. Skały krystaliczne waryscyjskiego podłoża są w przeważającej większości zbiornikiem wód podziemnych o charakterze szczelinowym. Jednakże występujące tu w dużej masie wapienie krystaliczne są zbiornikiem o charakterze typowo krasowym, co powoduje ich znacznie większą wodoność w stosunku do pozostałych skał krystalicznych.

Po prześledzeniu publikacji dotyczących zbiorników krasowych i analizie wyników badań terenowych autor przedstawił następującą ich syntezę:

— Istotną cechą zbiorników krasowych jest znikomo mała objętość pustek krasowych w stosunku do objętości całego masywu. Różnice te sięgają wielu rzędów wielkości. Zakłada się więc w hydraulicznych modelach, że masyw krasowy składa się z wielkowymiarowych bloków porowatych, oddzielonych od siebie kanałami krasowymi lub szczelinami o dużym rozwarciu. Cechą skał skrasowiak jest obecność w nich skomplikowanego systemu dróg przepływu wód podziemnych. Wynika to z faktu, że krasowy zbiornik wód podziemnych jest zlokalizowany w różnych pod względem geometrii porach, szczelinach i formach krasowych, które są ze sobą połączone. Opory hydrauliczne w tych konduktorach różnią się między sobą, i można wydzielić obszary różniące się wielkością tych oporów.

— Wyniki badań porów w skałach węglanowych dowiodły, że tworzą one środowisko bardzo heterogeniczne ze względu na bogactwo zarówno form geometrycznych, jak i ich rozkładu w skale. Niemniej jednak, z uwagi na znikome wymiary porów, można przyjąć, że w skali masywu skał skrasowiak stanowią one środowisko względnie homogeniczne, w którym obowiązuje liniowe prawo przepływu Darcy'ego. Opory hydrauliczne porów są większe w porównaniu z oporami przepływu w szczelinach lub kanałach krasowych, ale ich względny, objętościowy udział w masywie skalnym jest duży, sięgający kilku, a nawet kilkunastu procent. Stąd też przestrzeń porowa może być zasobnym magazynem wód podziemnych.

— Ruch wody w ośrodku krasowym odbywa się poprzez sieć szczelin i kanałów krasowych. Tworzą one sieć pustek zorientowanych w przestrzeni co powoduje, że ruch przepływającej w nich wody ma kierunek zgodny z ich biegiem. Masyw skalny jest podzielony szczelinami na różnowymiarowe, mieszczące się jedne w drugich bloki, których granicami są szczeliny i spękania o różnej długości i szerokości rozwarcia oraz różnych kierunkach. Z całej gamy spękań, najbardziej interesujące dla hydrogeologa są te, które ostatnich okresach swej historii geologicznej znajdowały się w strefie naprężeń rozciągających. Są to bowiem spękania otwarte, drożne dla przepływu wody podziemnej.

Oddzielnym zagadnieniem jest przypisanie do konkretnego przypadku, określonego typu zbiornika krasowego. Istnieją bowiem dwa zasadnicze typy:

— zbiornik o pełnym rozwoju krasowej sieci drenażowej typ „aliou” (Mangin, 1982, 1985) gdzie występuje bardzo duża amplituda wydajności źródeł, związana z szybką reakcją na zmiany zasilania,

— zbiornik typu „Trocail” (Mangin, 1982, 1985), zawierający „element pojemnościowy” znacznie mniej wrażliwy na zmiany wielkości opadów.

Obserwacje krynologiczne z terenu badań pozwoliły na wyciągnięcie wniosku, że zbiornik wód krasowych jest zbiornikiem wód podziemnych o znacznie większej zasobności wodnej od otaczających je skał szczelinowatych. Wynika to z dużo większej pojemności wodnej skał krasowych. Dane archiwalne dotyczące wydajności źródeł z wapieni krystalicznych i ob-

serwacje autora pozwalają na przybliżone zaklasyfikowanie masywu wapieni krystalicznych z okolic Wojcieszowa (wapieni wojcieszowskich) jako zbliżonego do typu „Trockal”.

W dyskusji brali udział: R. Dobracki, A. Piotrowski, E. Dobracka, M. Schiewe i prelegent.

Posiedzenie odbyło się 8 października 2002 r.

Marcin MAZUROWSKI, Zenon WIŚNIEWSKI: Hydrogeologia doliny Warty na podstawie ark. MHP Słońsk i Kostrzyn

Mapę hydrogeologiczną Polski arkusze Słońsk i Kostrzyn wykonywano w Oddziale Pomorskim PIG w Szczecinie w latach 2000–2002 w ramach opracowywania *Mapy hydrogeologicznej Polski* w skali 1:50 000. Realizacja tego zadania umożliwiła szczegółowe rozpoznanie warunków hydrogeologicznych ujściowego odcinka doliny Warty.

Fragment doliny Warty położony w granicach wspomnianych arkuszy *Mapy hydrogeologicznej Polski* w całości zawiera się w obrębie Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 137 — Pradolina Toruń–Eberswalde i określony został jako obszar najwyższej ochrony. Głównym użytkowym piętnem wodonośnym jest piętro czwartorzędowe. W jego obrębie wyróżnić można dwa poziomy wodonośne: poziom wód gruntowych nazywany w objaśnieniach do omawianych arkuszy poziomem dolinnym i poziom międzyglinowy. Genetycznie są to poziomy wodonośne związane z osadami fluwioglacjalnymi zlodowaceń odry, warty oraz wisły, a górną część poziomu wód gruntowych tworzą rzeczne osady Warty powstałe u schyłku zlodowacenia wisły lub w holocenie. Na obszarze równi zalewowej Warty, zwierciadło wód gruntowych jest generalnie swobodne, jedynie lokalnie ma charakter naporowy, co związane jest to z występowaniem kilkumetrowej miąższości warstwy słabo przepuszczalnych osadów o charakterze mułków zastoiskowych, dochodzących do kilku metrów miąższości warstw torfów czy też lokalnie płatów glin zwałowych, będących ostańcami erozyjnymi. Miąższość warstwy wodonośnej poziomu dolinnego wynosi średnio 20–30 m na obszarze równi zalewowej Warty i spada do kilku metrów w obrębie wyższych tarasów doliny i przy krawędzi wysoczyzny. Poziom charakteryzuje się zróżnicowanymi wartościami przewodności, która waha się od ok. 100 do niemal 4000 m²/d. Warstwa zasilana jest przez bezpośrednią infiltrację wód opadowych oraz przez dopływy boczne z wysoczyzny. Drenowana jest przez rzekę Wartę. Obecność płaskiej, niskiej, podmokłej równi zalewowej Warty, na obszarze której spadki hydrauliczne wzdłuż rzeki są rzędu $I = 0,00005$, świadczy, że drenaż Warty jest tu niewielki, a wody poziomu dolinnego są w dużej części wodami stagnującymi. Przyjąć można, że spływ wód poziomu dolinnego odbywa się frontalnie w kierunku zachodnim, zgodnie z przepływem wód powierzchniowych. Zasoby odnawialne poziomu dolinnego przyjęto przez analogię do zasobów określonych w dokumentacji hydrogeologicznej zlewni Pliszki i Ilanki dla obszaru zlewni Kanału Lubońskiego, w wysokości $Q = 183,12 \text{ m}^3/24\text{h} \times \text{km}^2$. Przyjęto, że zasoby dyspozycyjne stanowią 100% zasobów odnawialnych. Charakterystyka hydrogeologiczna doliny Warty wskazuje, że możliwe jest wy-

stępowanie zasobów wzbudzonych, powodowanych wzmożoną eksploatacją wód podziemnych, o wielkości większej niż zasoby odnawialne. Jednak z uwagi na duże prawdopodobieństwo wystąpienia procesów hydrogeochemicznych powodujących degradację jakości wód podziemnych oraz wzmożoną infiltrację zanieczyszczonych wód powierzchniowych, należy wykluczyć w obrębie doliny Warty możliwość eksploatacji wód podziemnych o wielkościach mogących powodować rozwój znacznych rozmiarów lejów depresji. Z uwagi na brak izolacji i występowanie ognisk zanieczyszczeń, stopień zagrożenia wód podziemnych określono jako wysoki i bardzo wysoki. W obrębie doliny Warty utworzony został Park Narodowy „Ujście Warty”. Jednym z głównych celów utworzenia parku była ochrona panujących na jego obszarze stosunków wodnych. W związku z powyższym, wody podziemne w tym obszarze mogą być wykorzystywane jedynie w ramach działalności parku, na jego potrzeby lecz w ograniczonym zakresie. Biorąc pod uwagę potrzebę szczególnej ochrony zasobów wodnych na obszarze parku, przy opracowaniu arkuszy *Mapy hydrogeologicznej Polski* wyznaczono oddzielną jednostkę hydrogeologiczną. Poziom dolinny prowadzi wody klas IIa, IIb i III. Przeprowadzona analiza badań hydrogeochemicznych pozwala stwierdzić wzrost mineralizacji wód wraz z głębokością ich występowania. W dolinie Warty obserwowana jest zwiększona zawartość żelaza i manganu. Najprawdopodobniej związana jest to ze stagnacją części zasobów wód podziemnych w tym rejonie. Dodatkowe czynniki to występowanie młodych osadów aluwialnych z zawartością substancji organicznej, przykrytych na znacznej powierzchni warstwą torfu. Utwory aluwialne, przeważnie drobnoziarniste piaski kwarcowe, nie stanowią czynnika buforującego dla środowiska zakwaszającego. Dodatkowo, obecność rozproszonej substancji organicznej i jej rozkład w warunkach anaerobowych powoduje wytworzenie niskiego potencjału redukcyjno-utleniającego, co sprzyja uruchamianiu migracji związków żelaza i manganu. Budowa geologiczna doliny Warty nie sprzyja zachowaniu trwałej jakości wód podziemnych, z powodu niskiej odporności na zanieczyszczenia.

W dyskusji brali udział: R. Dobracki, A. Piotrowski, E. Dobracka, M. Schiewe i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się 8 października 2002 r.

Andrzej PIOTROWSKI: Wychodnie osadów miocenu w okolicy Witnicy koło Gorzowa Wielkopolskiego

Na zachód od Gorzowa Wlkp. w trakcie prac kartograficznych, dla potrzeb arkuszy Słońsk i Witnica SmgP 1:50 000, stwierdzono kilka wychodni trzeciorzędu na powierzchni terenu.

Okolo 2,0 km na zachód od Witnicy w miejscowości Mościczki znajduje się wyrobisko piasku eksploatowane na potrzeby lokalne. Piaskownia usytuowana jest w strefie krawędzowej doliny Warty. Wysokość względna skarp wynosi 6,0 m. Strop osadów w odsłonięciu jest zbliżony do nawierconego w sąsiedztwie, w obrębie wysoczyzny i występuje na wysokości około 20,0–30,0 m n.p.m. Wiercenia wykonane w dnie wyrobiska sondą mechaniczną do

głębokości 15,0 m potwierdziły występowanie osadów miocenu. Strop osadów trzeciorzędowych to osady miocenu środkowego piaski i mułki z węglem brunatnym i pyłem węglistym.

W ścianie odsłonięcia występują piaski kwarcowe, mlecznobiałe przewarstwione pyłem węglistym barwy brunatnej, zaburzone. Widoczne w odsłonięciu osady miocenu reprezentują więc stropowe partie podłoża trzeciorzędowego.

Piaskownia, znajduje się blisko szosy Gorzów Wlkp.–Kostrzyn, jest łatwo dostępna i efektowna, zasługuje na ochronę jako punkt dokumentacyjny przyrody nieożywionej (geotop). Na północ od Witnicy stwierdzono sondami wychodnie miocenu na powierzchnię wysoczyzny.

Na wysoczyźnie osady miocenu mają swoje wychodnie wśród osadów sandru na wysokości 70,0 m n.p.m. Wody fluwioglacjalne na etapie fazy pomorskiej rozmywały zaburzony glaciektogenicznie garb wysoczyzny gorzowskiej. W miejscowości Witnica, położonej w dolinie Warty osady miocenu rozpoznane są licznymi otworami na głębokości 8,0–10,0 m p.p.t. Erozja rzeczna Warty bezpośrednio oddziaływała na strop miocenu.

W dyskusji brali udział: M. Mazurowski, R. i E. Dobraczy, Z. Wiśniowski, M. Schiewe i prelegent.

Posiedzenie odbyło się 22 października 2002 r.

Ryszard DOBRACKI: Wyniki wierceń w strefie brzegowej na odcinku Mielno–Ustka

W ramach realizacji przez Oddział Pomorski i Oddział Geologii Morza 2-ego etapu *Mapy geodynamicznej polskiej strefy brzegowej Bałtyku* w skali 1:10 000 wykonano szereg otworów wiertniczych w strefie litoralnej. Otwory te zostały wykonane:

- w obrębie akwenu morskiego (na izobacie 10 m) do głębokości 10 m poniżej dna;
- w strefie plaży do głębokości 20–30 m;
- na zapleczu lądowym w odległości do 1 km od linii brzegowej do głębokości 20–30 m;
- na akwenach jezior przymorskich do głębokości 10 m poniżej dna.

Wiercenia wykonane były na liniach przekrojów geologicznych prostopadłych do linii brzegowej. Jednocześnie na liniach przekrojów wykonane było profilowanie sejsmoakustyczne (morze) i mikrosejsmiczne (ląd).

Dla środkowego wybrzeża wykonane zostały wiercenia na przekrojach położonych na wysokości: Mielno, Unieście, Łazy, Dąbki (jezioro Bukowo), Darłówko, Cisowo, Wicie (jezioro Kopań), Jarosławiec, Wicko (jezioro), Modlinek (Ustka Zachodnia).

Korelacja wydzielen litologicznych, facjalnych i stratygraficznych oparta została o wyniki badań litopetrograficznych, sedimentologicznych, analiz mikro- i makrofauny, badań palinologicznych i analiz wieku radiowęglowego. Obraz układu i zasięgu warstw osadów został opracowany w wyniku danych z wyników profilowania geofizycznego i dodatkowej analizy profili wierceń archiwalnych jak i profili wykonanych dla tematu sondowań mechanicznych.

Wiercenia wykonane na morzu, na całym odcinku Mielno–Ustka, wskazują na niewielką miąższość morskich osadów (rzędu 1–2 m) podścielonych osadami fluwioglacjalnymi.

mi lub gliną zwałową. Najciekawszych, wnoszących nowe dane profili dostarczyły wiercenia wykonane na mierzejach jezior przymorskich i w obrębie dna tych jezior. W osadach dennych jezior Jamno, Bukowo i Kopań zachował się zapis wczesnoholoceńskich osadów jeziornych o miąższości 6–10 m datowanych na 9,9–8,6 ka BP (spąg na głębokości *ca.* 12 m p.p.m). Osady te w spągu zawierają faunę słodkowodną, która stopniowo zostaje wyparta przez faunę słonolubną (morską). Powyżej ilasto-mulisto-piaszczystej serii osadów jeziornych zlegają, budujące mierzeje, żwirowopiaszczyste osady morskie. Występujące w ich spągu wkładki osadów organicznych z przemieszaną mikro- i makrofauną jeziorną i morską datowane są na okres 5,9–4,6 ka BP. Największą miąższość osadów mierzej stwierdzono w profilu wierceń Wicko Morskie gdzie wynosi 5,2–5,8 m na mierzejach jezior Bukowo i Kopań miąższość osadów morskich sięga do 3,5 m. Powyżej nich zalegają osady eoliczne budujące wał wydmy nadmorskich. Stwierdzone w spągu wydmy torfy i namuły zostały wydatabowane na 4,2–1,4 ka BP.

W profilach wierceń w rejonie Modlinka stwierdzono płytkie występowanie piasków i mułków trzeciorzędowych (miocen). Zawierają one wkładki i przewarstwienia węgla brunatnego. Osady te występują jako kry glacialne w obrębie glin zlodowacenia warty? odry? na głębokości 15–20 m p.p.m lub jako podłoże osadów czwartorzędowych na głębokości *ca.* 25 m p.p.m.

Bezpośrednio na południowy-wschód od jeziora Kopań przebiega wał wzgórz czołowo-morenowych fazy gardzieńskiej zlodowacenia wisły wznoszący się do wysokości 51,4 m n.p.m. (Kopnica). Budujące wał osady glacialne i fluwioglacjalne są glacictektonicznie zaburzone (morena spiętrzona), zawierają kry i porwaki osadów trzeciorzędowych (Cisowo). Taki układ jednostek geomorfologicznych może wskazywać, iż jezioro Kopań powstało w strefie depresji glacictektonicznej (misa końcowa) przekształconej w wytopisko po martwym lodzie wypełnione osadami akumulacji jeziorno-bagiennej. W środkowym holocenie 6,0–6,5 ka BP na skutek ingresji litorinowej doszło do utworzenia płytkiej zatoki morskiej, odciętej następnie wałem mierzei i przekształconej ponownie w płytkie przybrzeżne jezioro. Morze Bałtyckie niszczy mierzeje dążąc do urozmaicania linii brzegowej.

W dyskusji brali udział: E. Dobracka, A. Piotrowski, R. Hoc, M. Schiewe i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 19 listopada 2002 r.

Zenon WIŚNIEWSKI, Ryszard HOC, Piotr FUSZARA: Zapadowe osiadanie gruntów w Buszynie k. Polanowa w powiecie koszalińskim

W 2001 i 2002 roku w miejscowości Buszyno położonej w dolinie rzeki Grabowej, na północ od Polanowa stwierdzono powstanie erupcji błotnych, połączonych z zapadaniem gruntu. Zjawisko to miało po raz pierwszy miejsce w tym rejonie przed II wojną światową. Wówczas, według relacji mieszkańców, w miejscu dzisiejszych erupcji powstało pierwsze

zapadlisko, które pochłonęło znajdujący się tam budynek mieszkalny. Przez następne kilkadziesiąt lat, z powstałego zapadliska sączyły się niewielkie ilości wody, która rowem spływała do odległej o 20 m rzeki Grabowej. W 2001 roku, po dużych opadach a także po wiosennych roztopach na wiosnę 2002 roku, obszar zapadliska zaczął się poszerzać w kierunku zachodnim, do odległego o około 50 m budynku mieszkalnego. Powstały dwa duże centra erupcji mułku, który wypływał wraz z wodą. Poziom terenu obniżył się o około 2 m, a w centrum erupcji powstały leje o głębokości około 2 m poniżej lustra wypełniającej je wody i mułku. Na północ od powstałej niszy zapadkowej wykonano otwór 1 uzyskując następujący profil geologiczny:

- 0,0–4,0 — piaski różnoziarniste z otoczkami, żółtoszare,
- 4,0–7,0 — pospółka z otoczkami do 10 cm, szara,
- 7,0–14,0 — mułek pylasty szary.

Wiercenie zakończono na głębokości 14 m. Wiercenie wykonywano ręcznie, systemem udarowym. Przewiercane od głębokości 7 m mułki ulegały w otworze dużemu upłynnieniu, na skutek czego wnikały w otwór, tworząc tzw. korek, co uniemożliwiało dalsze wiercenie.

W wyniku znacznego uaktywnienia się dynamiki zjawiska, po roztopach lutowych 2002 roku, rozszerzył się zasięg i skala zapadlisk, stwarzających realne zagrożenie dla sąsiedniego budynku mieszkalnego. W lutym wykonano wiercenie otw. nr 2, zlokalizowanego w miejscu możliwie najbliższym czynnego miejsca erupcji mułku. Wiercenie wykonano do głębokości 4,0 m, stwierdzając występowanie piasków i pospółki takich jak w otw. nr 1.

Penetracja dna zapadliska oraz wykonane wiercenia pozwalają na stwierdzenie, że na całym opisywanym obszarze występuje piaszczysto-żwirowy taras akumulacyjny rzeki Grabowej, włożony w występujące poniżej mułki glacialne. Ważną obserwacją, decydującą o przyjętej ostatecznie hipotezie powstania zjawiska jest stwierdzenie, że mułek nawiercony pod 7 m warstwą piasków i żwirów jest litologicznie tożsamy z mułkiem wynoszonym w wypływach w obrębie zapadliska.

Stwierdzono, że upłynnienie mułków, które powoduje intruzywne ich wynoszenie na powierzchnię, powoduje powstanie zapadlisk. W procesie upłynniania grunty tracą gwałtownie wytrzymałość na ścinanie i zachowują się jak ciecz. Zjawisku temu towarzyszy zmniejszenie porowatości, objętości struktury szkieletu gruntowego i zagęszczenie cząstek. Jeżeli nie ma możliwości odpływu wody, następuje podtrzymywanie ziaren gruntu przez ciecz. Ponowna konsolidacja gruntu jest przez pewien czas niemożliwa, a materiał zachowuje się jak ciecz. Wzrost ciśnienia porowego może być tak duży, że powstają lokalne warunki artezyjskie i upłynniony grunt intruduje w położone powyżej piaski, wydostając się na powierzchnię w postaci erupcji błotnej.

Przyczyną uruchomienia opisanego zjawiska może być:

- obecność intensywnych opadów lub wód roztopowych; w wyniku podniesienia się poziomu wód gruntowych i przesączenia strefy aeracji zwiększa się ciężar właściwy gruntu, co powoduje wzrost naprężeń efektywnych w warstwie słabo przepuszczalnej jaką jest warstwa mułków,
- szybkie obciążenie, które może dać efekt istotnego wzrostu naprężeń efektywnych w gruncie poniżej warstwy piaszczysto-żwirowej,

— ciśnienie subartezyjskie w leżącej pod mułkami, nierozpoznanej dotychczas, warstwie wodonośnej, które podobnie jak ciśnienie z warstwy piasków leżących powyżej, może wywołać wzrost naprężeń efektywnych w warstwie mułku.

W dyskusji brali udział: R. Dobracki, A. Piotrowski, E. Dobracka i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 19 listopada 2002 r.

Piotr FUSZARA, Ryszard HOC: Parametry filtracyjne skał porowatych przy filtracji paliw, zastosowanie permeametry do badań współczynnika filtracji

W przedstawionym referacie omówiono budowę geologiczną i warunki hydrogeologiczne rejonu lotniska w Kluczewie k. Stargardu Szczecińskiego (obszaru na którym prowadzono badania) oraz metodykę badań i uzyskane wyniki.

Generalny obraz budowy geologicznej partii stropowej osadów z terenu lotniska jest następujący:

- 0,0–0,5 m — gleba i nasypy niekontrolowane,
- 0,4–4,0 m — glina piaszczysta, glina pylasta, piasek gliniasty,
- 4,0–15,0 m — piasek drobno i średnioziarnisty,
- >15,0 m — glina piaszczysta i glina pylasta.

Miąższości poszczególnych warstw na przestrzeni całego lotniska zmieniają się nawet do kilkunastu metrów.

Najpłytszy poziom wodonośny związany jest z warstwą piasków zalegających pod powierzchnią pokrywą glin morenowych.

Zwierciadło wody podziemnej kształtuje się generalnie na rzędnych 21–25 m n.p.m., tj. 3–7 m p.p.t. Przeważnie ma charakter swobodny, chociaż w niektórych miejscach stwierdzono, że woda tego poziomu jest pod ciśnieniem.

Specyficznym zjawiskiem jest występowanie na powierzchni wód gruntowych warstwy węglowodorów płynnych (paliw). Nie jest to warstwa ciągła. Występuje w postaci tzw. plam o zmiennej grubości. Poziom ten zasilany jest przez infiltrację opadów. Spływ wód podziemnych tego poziomu z obszaru lotniska odbywa się w kierunku rzeki Gowienicy, która stanowi lokalną bazę drenażu.

Badanie współczynnika filtracji przeprowadzono za pomocą uniwersalnego permeametry kolumnowego UPK-99. Permeametr ten został wzbogacony o moduł do badania gruntów słaboprzepuszczalnych.

Próbki do badań pobrane zostały z wykonanych ręcznie pięciu otworów wiertniczych o średnicy 80 mm. Otwory wykonane zostały na pięciu obiektach byłego lotniska JAR w Kluczewie w pobliżu stwierdzonych plam zanieczyszczenia produktami ropopochodnymi.

Próbki do badania współczynnika filtracji, pobrane z odpowiednich głębokości, zostały wysuszone w suszarce. Suszenie próbek odbywało się przez godzinę w temperaturze 105°C.

Potem próbki były rozdrabniane w celu pozbawienia ich bryłek a następnie wsypywane na sucho do próbnika.

Do badań współczynnika filtracji piasków stosowano próbki o wysokości 10 cm, natomiast dla utworów spoistych o wysokości 5 cm.

Aby zapobiec wypłukiwaniu drobnych frakcji w wodzie próbki utworów słabo przepuszczalnych podścielone były 0,5 cm warstwą żwirku.

Uzyskane wyniki przedstawiono w tabelach i na wykresach. Na podstawie wykonanych badań można sformułować następujące wnioski:

— współczynniki filtracji osadów piaszczystych przy przepływie paliwa lotniczego są dla większości badanych próbek niższe niż przy przepływie wody;

— dla utworów spoistych i pylastych współczynniki filtracji różnią się w przypadku wody i benzyny; w pięciu badanych przypadkach dla próbek gliny piaszczystej i piasku pylastego oraz piasku średnioziarnistego pobranych na bazie A i gliny pylastej pobranej na bazie C oraz piasku średnioziarnistego pobranego na bazie B, stwierdzono wyższy współczynnik filtracji dla benzyny niż dla wody;

— dla piasków średnio i gruboziarnistych współczynnik filtracji dla wody może być nawet o ponad 100% wyższy niż dla paliwa (baza A i baza B);

— uzyskane wyniki mogą wskazywać na lepsze warunki przenikania substancji ropopochodnych przez utwory spoiste niż to ma miejsce dla wody, a co za tym idzie nakład glin zwałowych może nie stanowić wystarczającej ochrony przed zanieczyszczeniem substancjami ropopochodnymi.

W dyskusji brali udział: E. Dobracka, R. Dobracki, M. Mazurowski, Z. Wiśniowski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 26 listopada 2002 r.

Andrzej PIOTROWSKI: Nowe znaleziska ssaków plejstocénskich w Bielinku

W Bielinku koło Cedyni w trakcie eksploatacji piasku systemem spod wody, chwytaikiem z osprzętem linowym, wydobyto kilka szczątków kostnych mamuta. Przedstawiono paleogeograficzne uwarunkowania akumulacji szczątków w obrębie tej części doliny dolnej Odry, która nazywana jest basenem Stolpe-Piaski. Zróżnicowanie profilu geologicznego oraz stopnia zachowania szczątków kostnych sugeruje ich pochodzenie z różnych etapów zlodowacenia wisły. W obrębie omawianego basenu występują cztery tarasy doliny Odry na wysokościach: 5,0 m n.p.m., 8,0–10,0 m n.p.m., 15,0–20,0 m n.p.m. i 30,0 m n.p.m. Krawędzie tarasów na ogół nie są czytelne. Powierzchnia tarasów urozmaicona jest przez pagóry wydmore o wysokości względnej do 6,0 m. W profilu geologicznym wysoczyzny przylegającej bezpośrednio od wschodu są: osady sandrowe fazy angermünde-chojna (12,0 m), gliny ostatniego zlodowacenia (5,0 m), piaski i żwiry wodnolodowcowe z wkroczenia lądolodu, gliny zlodowacenia warty. Podobny profil geologiczny jest w dolinie Odry, gdzie pod piaskami i żwirami rzecznyymi,

występują piaski i żwiry wodnolodowcowe, rzeczne starsze (z interstadiału grudziądzkiego), a poniżej glina zlodowacenia warty. Szczątki kostne mamuta znajdowane są zarówno w osadach rzecznych tarasu 8,0–10,0 m n.p.m. jak i w warstwach głębszych. Po akumulacji tarasu nastąpiła akumulacja torfów i namulów, które budują taras zalewowy położony bezpośrednio na zachód od rozpatrywanego wyrobiska.

W dyskusji udział wzięli: E. Dobracka, R. Dobracki, Z. Wiśniowski, R. Hoc, P. Fuszara i prelegent.

Posiedzenie odbyło się 26 listopada 2002 r.

Aleksander FRANKIEWICZ: **Wyniki badań litopetrograficznych z wierceń na arkuszu Drobin SMGP**

Arkusz Drobin SMGP położony jest w województwie mazowieckim na wysoczyźnie Płońskiej.

W marcu 2001 roku na terenie arkusza wykonano pięć kartograficznych wierceń badawczych. Trzy otwory badawcze po przewierceniu miększych osadów czwartorzędowych udokumentowały dno depresji Mochowa, kontynuującej się na omawiany teren od zachodu (arkusz Mochowo), oraz strefę krawędziową tej depresji. Próbkę z tych wierceń przekazano do badań litologiczno-petrograficznych do Oddziału PIG w Gdańsku. Badaną depresję Mochowa wypełniają gliny zwałowe zlodowaceń: od narwi do warty. Dno depresji wyściela glina zwałowa zlodowacenia narwi o miąższości 4–10 m, której strop zalega na wysokości 24–55 m p.p.m. Jest to glina piaszczysta o niskiej zawartości CaCO_3 (6,2%) i współczynnikach O/K-0,61, K/W-1,75, A/B-0,57. Nad nią leżą mułki zastoiskowe podścielające 20–30 m miąższości glinę zlodowacenia nidy. Jest to glina, z licznymi przewarstwieniami mułków i okruchami lignitu, której strop zalega na wysokości –12–18 m n.p.m. o następujących współczynnikach: O/K-0,86, K/W-1,25, A/B-0,80. Wyżej (strop na wysokości 42–55 m n.p.m.) zalega glina mulisto-piaszczysta, z okruchami lignitu i piasków glaukonitowych, zlodowacenia sanu stanowiąca główne wypełnienie depresji Mochowa (miąższość ponad 50 m). Współczynniki dla tej gliny wynoszą O/K-0,61, K/W-1,75, A/B-0,57, a zawartość CaCO_3 ok. 5%.

Nad nią zalegają na wysokości od 57 m (spąg) do 87 m (strop) mułki ilaste, ciemnoszare, zaburzone, z wtrąceniami glin czerwono-brązowych. Charakteryzujące się wysoką węglanowością (8,6–14,2% zaw. CaCO_3). Powyżej leży glina zlodowacenia odry. Jest to glina mulisto-piaszczysta z przewarstwieniami iłu i okruchami węgla, zawartość CaCO_3 wynosi 4,3% a współczynniki przedstawiają się następująco: O/K-0,87, K/W-1,26, A/B-0,78. Najwyżej zalegają dwa poziomy glin zlodowacenia warty. Są to gliny piaszczysto-muliste oraz ilaste z wtrąceniami mułku i kawałkami węgla brunatnego. Dolna glina, której spąg zalega na wysokości 90–105 m n.p.m. ma węglanowość 1,9% a górna 14,1% zaw. CaCO_3 . Oprócz tego w dolnej glinie pojawia się w większej ilości (2,3%) kwarc trzeciorzędowy. Współczynniki tych glin są następujące: O/K-0,96, K/W-1,12, A/B-0,86 oraz O/K-1,28, K/W-0,82, A/B-1,24. W otworze

Bombalice nawiercono piaszczystą, słabozwięzłą glinę o miąższości 2,7 m i odmiennym składzie petrograficznym zalegającą na glinie zlodowacenia warty. Zakwalifikowano tą glinę do zlodowacenia wisły, co przesunęło zasięg tego zlodowacenia o kilkanaście km na wschód.

W dyskusji udział wzięli: E. Dobracka, R. Dobracki, A. Piotrowski, Z. Wiśniowski i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 10 grudnia 2002 r.

Ryszard HOC, Piotr FUSZARA: Hydrogeologia wielkopolskiej doliny kopalnej na podstawie *Mapy hydrogeologicznej Polski*

Zbiornik wielkopolskiej doliny kopalnej zbudowany jest z osadów rzecznych interglacjału mazowieckiego i fluwiogłacjalnych zlodowacenia środkowopolskiego. Poziom wodonośny stanowią piaski o różnym uziarnieniu z domieszką żwiru. Zwierciadło wody o ciśnieniu subartezyjskim, nawiercone na głębokości około 40–50 m stabilizuje się na wysokości 72–82 m n.p.m., natomiast w rejonie Józefowa występuje zwierciadło swobodne lub pod niewielkim ciśnieniem piezometrycznym. Woda z tego poziomu jest ujmowana między innymi w miejscowościach Lwówek, Wytomyśl, Grońsko, Stary Tomyśl oraz Nowy Tomyśl. W rejonie Lwówka zwierciadło wody stabilizuje się na rzędnej około 100 m n.p.m. Miąższość tego poziomu wodonośnego mieści się w przedziale 17–76 m. Współczynnik filtracji charakteryzuje się dużą zmiennością i w zależności od granulacji utworów wodonośnych waha się od 2,3–37,8 m/24h. Obliczoną wartość przewodności hydraulicznej zbiornika umieszczono w przedziale 500–1000 m²/24h. Zróżnicowane są również wydajności potencjalne studzien. Określa się je w przedziałach: 50–70 m³/h i 70–120 m³/h.

Poziom użytkowy izolowany jest od powierzchni terenu warstwą glin zwałowych o miąższości od kilku do około 50 m, tylko w części północnej poziomu wielkopolskiej doliny kopalnej miąższość glin zawarta jest w przedziale od 0,0–23,0 m. Poziom ten zasilany jest poprzez przesączanie się wód z poziomu gruntowego i bezpośredniej infiltracji opadów przez nakład glin morenowych. Moduł zasilania wynosi od 50–230 m³/24h × km².

W dyskusji brali udział: R. Dobracki, Z. Wiśniowski, A. Piotrowski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 10 grudnia 2002 r.

Andrzej PIOTROWSKI: Zależność rzeźby terenu i podłoża podczwartorzędowego od struktur tektonicznych w Meklemburgii i Pomorzu Przednim

Przedstawiono układ sieci wód powierzchniowych oraz form terenu takich jak rynny subglacialne i doliny na tle linii uskoków w podłożu. Stwierdzono zgodność kierunków NW–SE jak i NE–SW elementów powierzchni terenu z tektoniką. W rzeźbie podłoża podczwartorzędowego rozpatrywanego obszaru zwracają szczególną uwagę rynny ukierunkowane NE–SW o głębokości dochodzącej do 700 m np. rynna Hagenow zgodna z uskokiem Schwerin. Do tak dużej akumulacji osadów czwartorzędowych doszło na przestrzeni całego plejstocenu wobec utrzymywania się tendencji obniżających na pewnych kierunkach struktur tektonicznych.

Wyróżnić można region pojezierzy i pobrzeży meklemburskich. W rejonie pojezierzy zgodny z kierunkami tektonicznymi w podłożu jest układ dolin takich rzek jak: Warnow, Recknitz, górny bieg Piany, Tollense-Klein Landgraben i Ucker. Walne doliny tych rzek docierają do kulminacji meklemburskiego garbu pojeziernego czyli do moren faz recesyjnych stadium pomorskiego. Odrębne potoki lodowe rzeźbiły rynny wykorzystywane obecnie nie tylko przez rzeki ale też jeziora: Kummoer, Malchiner, Kummerower, Plauer, Tollensee i Wkry.

W krainie pobrzeży meklemburskich układ rzek jest zgodny z kierunkami tektonicznymi NW–SE; są to dolne biegi rzek takich jak Recknitz, Ibitzgraben, Landgraben i Piana. Z głębokim rozłamem w podłożu zgodna jest cieśnina Strela (Stralsund). Dział wodny pomiędzy dorzeczami Zalewu Szczecińskiego oraz zatoki meklemburskiej również wykazuje uwarunkowanie tektoniczne. Region pobrzeży meklemburskich jest znacznie mniej rozległy od pobrzeży pomorskich w obszarze niecki szczecińskiej. W zarysie linii brzegowej Meklemburgii włącznie z Rugią dopatrzeć się można zbieżności kierunków z uskokiemi.

W dyskusji brali udział: E. i R. Dobraccy, Z. Wiśniowski, R. Hoc, P. Fuszara i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 10 grudnia 2002 r.