

SPIS RZECZY

MUZEUM GEOLOGICZNE

Monika KRZECZYŃSKA, Izabela PŁOCH, Agata OLSZYŃSKA, Elżbieta GAŹDZICKA, Paweł WOŹNIAK, Magdalena CZARNOGÓRSKA, Zbigniew KOWALSKI: Projekt geologiczno-środowiskowej ścieżki dydaktycznej w Kielnikach jako nowatorskiego narzędzia popularyzacji wiedzy o środowisku abiotycznym.	5
Jolanta SMOLEŃ: VII Międzynarodowy Kongres Jurajski w Polsce	6
Jolanta PARUCH-KULCZYCKA: Wstępne wyniki badań mikropaleontologicznych w profilach Kołubajowce i Gałuszczyny (NW Ukraina).	7

ZAKŁAD GEOLOGII REGIONALNEJ I NAFTOWEJ

Leszek KRZEMIŃSKI, Paweł POPRAWA: Geochemia drobnopiękistych osadów klastycznych ordowiku i syluru z Pomorza Zachodniego	9
Katarzyna NARKIEWICZ: Zastosowanie alternatywnego podziału konodontowego dla płytkowodnych utworów żywego (dewon środkowy) z obszaru radomsko-lubelskiego	10
Teresa PODHAŁAŃSKA: Biotyczne i abiotyczne zdarzenia w hirnancie (górnym aszgil), graptolity, fauna <i>Hirnantia</i> i Chiński Mur	11

ZAKŁAD GEOLOGII GOSPODARCZEJ

Agnieszka MALON, Stanisław PRZENIOSŁO, Marcin TYMIŃSKI: Analiza gospodarki wybranymi surowcami metalicznymi w Polsce z uwzględnieniem trendów na rynku światowym (miedź, srebro, cynk i ołów).	13
Magdalena PAŃCZYK: Rekonstrukcja permskich procesów wulkanicznych w południowo-wschodniej części niecki północnosudeckiej	14

ZAKŁAD KARTOGRAFII GEOLOGICZNEJ

Marcin ŻARSKI, Zofia KRYSIAK: Zjawiska glaciektoniczne w strefie maksymalnego zasięgu zlodowacenia warty w rejonie Huty Radoryskiej	15
Małgorzata BRUJ, Zofia KRYSIAK: Glaciektonika i inne typy deformacji osadów środkowo-plejstocenyjskich w kopalni Bełchatów (wyniki badań 2003–2005)	16

CENTRUM DOSKONAŁOŚCI BADAŃ ŚRODOWISKA ABIOTYCZNEGO

Katarzyna JARMOŁOWICZ-SZULC: Traki — wczoraj i dziś	17
---	----

ODDZIAŁ DOLNOŚLĄSKI

Krzysztof URBAŃSKI, Jacek KOŹMA: Rekonstrukcja stref zaburzonych glaciektonicznie w rejonie Łuku Mużakowa.	19
Krzysztof URBAŃSKI: Plejstocen na obszarze Równiny Charzykowskiej (Pojezierze Pomorskie), nowe dane geologiczne.	20

ODDZIAŁ GÓRNOŚLĄSKI

Anna WANTUCH: Jakość wód podziemnych GZWP 450 — Dolina rzeki Wisły	21
Jadwiga WAGNER, Michał ROLKA, Marcin ZEMBAL: Wytypowanie źródeł awaryjnego zaopatrzenia ludności w wody podziemne w warunkach zdarzeń ekstremalnych — miasto Sosnowiec	22
Krzysztof LASON: Ocena możliwości występowania polimetalicznego złoża typu porfirowego w okolicach Mysłowa na podstawie badań geochemicznych	23
Zbigniew KACZOROWSKI, Grzegorz MALINA, Andrzej PACHOLEWSKI, Martyna GUZIK, Piotr LISZKA, Marcin ZEMBAL: Warunki hydrogeologiczne i zagrożenie azotanami ujęć Przedsiębiorstwa Wodociągów i Kanalizacji Okręgu Częstochowskiego na południe od Warty.	24
Rafał SIKORA: Zdjęcie geologiczne okolic Pilchowic w skali 1:10 000 — charakterystyka wydzieleni litologicznych i podłoże do badań strukturalnych śródsudeckiej strefy uskokuwej	26
Rafał SIKORA: Charakter deformacji i ewolucja strukturalna śródsudeckiej strefy uskokuwej w okolicach Pilchowic	26

ODDZIAŁ KARPACKI

Barbara RADWANEK-BAK, Bogusław BAK, Izabela LASKOWICZ: Mapa potencjałów i zagrożeń środowiska naturalnego na obszarach przygranicznych Polski i Słowacji jako narzędzie regionalnych analiz geośrodowiskowych	29
Leszek JANKOWSKI, Robert KOPCIOWSKI, Wojciech RYŁKO: Mapa geologiczna obszarów przygranicznych Ukrainy i Rumunii.	30
Barbara RADWANEK-BAK: Problemy ochrony zasobów kopalin w aspekcie ograniczeń przyrodniczych i planistycznych	30
Barbara OLSZEWSKA, Anna TOMAŚ: Charakterystyka i afilacje egzotyków węglanowych z sukcesji fliszowej Karpát Zewnętrznych	31
Zbigniew PAUL, Barbara OLSZEWSKA, Janusz SKULICH: Nowe dane o produktach poudzierzeniowych planetoidy w warstwach radiolariowych i poszukiwanie krateru odpowiedzialnego za ich powstanie.	32
R. PAJĄK: Stosowane techniki oznaczania współczynnika filtracji gruntów	33
Ziemowit ZIMNAL, Paweł MARCINIEC: Ruchy neotektoniczne a rozwój rzecznych systemów terasowych w strefie nasunięcia karpackiego na zapadlisko przedkarpacie (na przykładzie doliny Dunajca)	33

ODDZIAŁ ŚWIĘTOKRZYSKI

Jerzy GAŁOŁ: Złoża kopalin i walory innych składników środowiska na obszarze arkusza Kcynia <i>Mapy geośrodowiskowej Polski</i> w skali 1:50 000	35
Jerzy GAŁOŁ: Złoża kopalin i walory innych składników środowiska przyrodniczego na obszarze arkusza Mińsk Mazowiecki <i>Mapy geologiczno-gospodarczej Polski</i> w skali 1:50 000	36
Marcin KOS, Ewa WRÓBLEWSKA: Zaburzenia układu hydroizohips jako odwzorowanie uskoków na przykładzie Czekarzewic	37
Jan MALEC, Piotr GLINIĄK, Maria KULETA, Sylwester SALWA, Zbigniew SZCZEPANIK, Andrzej URBANIEC, Aleksander WILK, Stanisława ZBROJA: Budowa geologiczna paleozoiku zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w rejonie Skarżysko-Kamienna–Przysucha.	38
Gertruda HERMAN: Warunki hydrogeologiczne i stopień zagrożenia wód podziemnych na obszarze arkusza Drezdenko <i>Mapy hydrogeologicznej Polski</i> w skali 1:50 000	39
Jan MALEC: Piaskowce gruboławicowe kambru z rejonu Świętego Krzyża i Nowej Słupi	40
Jan MALEC: Struktury wirowe w utworach kambru z rejonu Świętego Krzyża i Wiśniówki	42
Andrzej JUSZCZYK: Złoża kopalin i walory innych składników środowiska na obszarze arkusza Czarnków <i>Mapy geośrodowiskowej Polski</i> w skali 1:50 000	44
Jan MALEC, Wiesław TRELA, Sylwester SALWA, Zbigniew SZCZEPANIK: Utwory starszego paleozoiku w profilach otworów Daromin IG 1 i Kichary IG 1	44
Sylwester SALWA: Tektonika południowego skrzydła synkliny miedzianogórskiej	46
Robert JAWORSKI, Gertruda HERMAN: Organizacja sieci obserwacyjnej wód gruntowych w strefach zagrożonych suszą, podtopieniami oraz degradacją jakości w północnej części zlewni rzek górnej Wisły	49
Jan PRAŻAK: Wskazanie możliwości pozyskania dla Kielc wód kopalnianych na terenie „Białego Zagłębia”	50
Andrzej JUSZCZYK: Złoża kopalin i możliwości ich zagospodarowania w świetle uwarunkowań sozologicznych na obszarze arkusza Piła <i>Mapy geośrodowiskowej Polski</i> w skali 1:50 000	50
Jerzy GAŁOŁ, Maria KULETA, Stanisława ZBROJA: Odmiany litologiczno-surowcowe dolnotriasowych piaskowców z rejonu świętokrzyskiego	51
Jan MALEC: Profil dewonu w otworze Bostów 7	52
Zbigniew SZCZEPANIK, Jan MALEC: Zestawienie oraz graficzna prezentacja lokalizacji i wyników badań geochemicznych skał z regionu świętokrzyskiego	54
Andrzej JUSZCZYK: Złoża kopalin i możliwości ich zagospodarowania w świetle uwarunkowań sozologicznych na obszarze arkusza Siedlisko <i>Mapy geośrodowiskowej Polski</i> w skali 1:50 000	56
Jan MALEC: Utwory kambru w przekopie komunikacyjnym kamieniołomu Wiśniówka Duża	57
Alicja KASPRZYK: Sukcesja i zmienność litofacyjna badeńskich osadów siarczanowych we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego na obszarze Polski	59
Alicja KASPRZYK: Uwarunkowania paleogeograficzne depozycji badeńskich osadów siarczanowych we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego	61
Katarzyna MACHOWSKA: Zmiany jakości wód eksploatowanych na potrzeby aglomeracji częstochowskiej	62

Jan PRAŻAK: Związki azotu w wodach podziemnych województwa świętokrzyskiego	65
Jerzy GAŁOŁ: Złoza kopalin i walory innych składników środowiska na obszarze arkusza Wyrzysk <i>Mapy geośrodowiskowej Polski</i> w skali 1:50 000	65
Maria NOWAK: Zasoby przyrody i krajobrazu na obszarze arkusza Margonin <i>Mapy geośrodowiskowej Polski</i> w skali 1:50 000	66
Jan MALEC, Zbigniew. SZCZEPANIK, Wiesław TRELA, Dariusz WIĘCŁAW, Stanisława ZBROJA: Wstępne dane o potencjale węglowodorowym skał paleozoiku Gór Świętokrzyskich	68
Jan MALEC, Piotr GLINIĄK, Maria KULETA, Sylwester SALWA, Zbigniew SZCZEPANIK, Andrzej URBANIEC, Stanisława ZBROJA: Profil wiercenia Odrowążek 1 — informacje wstępne	69
Stanisława ZBROJA, Maria KULETA, Maria NOWAK, Jan MALEC, Sylwester SALWA Wiesław TRELA: Propozycje nowych geologicznych stanowisk dokumentacyjnych w regionie świętokrzyskim.	72
Jan MALEC: Sekwencja utworów chaotycznych kambru z Gór Pieprzowych	75
Gertruda HERMAN: Warunki hydrogeologiczne oraz stopień zagrożenia wód podziemnych na obszarze arkusza Strzelce Krajeńskie <i>Mapy hydrogeologicznej Polski</i> w skali 1:50 000	76
Andrzej JUSZCZYK: Uwarunkowania i możliwości pozyskiwania kopalin ze złóż zlokalizowanych w obszarach chronionych — opracowanie na podstawie wybranych obiektów w regionie świętokrzyskim	78
Jan MALEC: Charakterystyka sedimentologiczna utworów kambru w Kamecznicy Podmachocickiej	79
Jan MALEC: Profil kambru w Chabowych Dołach w świetle badań sedimentologicznych	81
Maria NOWAK: Zbiory geologiczne Zbigniewa Rubinowskiego z lat 1955–1996 opracowane i przekazane do Muzeum Geologicznego i Archiwum w Oddziale Świętokrzyskim PIG w Kielcach	83
Jan MALEC: Krytyczna analiza dotychczasowych poglądów o środowisku sedimentacji osadów kambru formacji piaskowców z Wiśniówki	85
Maria NOWAK: Złoza kopalin i możliwości ich zagospodarowania w świetle uwarunkowań sozologicznych na obszarze arkusza Wieleń <i>Mapy geośrodowiskowej Polski</i> w skali 1:50 000.	87
Maria NOWAK: Zasoby przyrody i krajobrazu na obszarze arkusza Szamocin <i>Mapy geośrodowiskowej Polski</i> w skali 1:50 000.	89
Jan MALEC: Uwagi o skamieniałościach kambru w formacji piaskowców z Wiśniówki	91

MUZEUM GEOLOGICZNE

Monika KRZECZYŃSKA, Izabela PLOCH, Agata OLSZYŃSKA, Elżbieta GAŹDZICKA, Paweł WOŹNIAK, Magdalena CZARNOGÓRSKA, Zbigniew KOWALSKI: **Projekt geologiczno-środowiskowej ścieżki dydaktycznej w Kielnikach jako nowatorskiego narzędzia popularyzacji wiedzy o środowisku abiotycznym**

Opracowano projekt pilotażowego programu edukacyjnego wzorcowej ścieżki dydaktycznej prowadzącej przez utwory górnopaleogeograficzne północnej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej, w pobliżu Olsztyna koło Częstochowy. Program ma na celu zaprezentowanie budowy geologicznej regionu, genezy tamtejszych skał wapiennych oraz mechanizmu zachodzenia i efektów zjawisk krasowych. Projekt przewiduje utworzenie sali ekspozycyjnej (w jednej z hal magazynów rdzeni wiertniczych w Kielnikach), w której zaprezentowane zostaną powyższe zagadnienia. Na ekspozycję składać się będą postery, eksponaty geologiczne i paleontologiczne oraz modele. Trasa ścieżki dydaktycznej umożliwi zapoznanie się z typowymi formami krasu powierzchniowego na przykładzie skałek Góry Zamkowej w Olsztynie i okolicznych wzgórz: Cegielni, Ostrej Góry oraz Statkowej, krasu podziemnego: otwór jaskini w Kielnikach i jaskinia „Magazyn”, a także z niektórymi elementami budowy geologicznej w nieczynnym kamieniołomie wapieni oksfordzkich w Kielnikach, takimi jak skamieniałości, biohermy, uskoki tektoniczne.

W ramach opracowania projektu wykonano szczegółowe pomiary GPS ścieżki i stanowisk geologicznych w jej obrębie, ortofotomapę ścieżki i jej okolicy, orientacyjną mapę geologiczną na podstawie *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000 (arkusz Janów nr 846), a także zdjęć lotniczych (uczytelnienie zdjęć lotniczych: K. Piotrowska — materiały archiwalne CAG) oraz dokumentację fotograficzną do wykorzystania w trakcie realizacji ścieżki. Wytypowano punkty na ścieżce do umieszczenia tablic informacyjnych (6 tablic) oraz punkty dokumentacyjne w obrębie kamieniołomu (7 punktów). Określono zawartość merytoryczną i graficzną tablic informacyjnych i tabliczek przy punktach dokumentacyjnych. Przygotowano kolekcję okazów z obszaru ścieżki do zaprezentowania w sali ekspozycyjnej, opracowano szczegółowy scenariusz, jak również scenografię wystawy oraz przykładowe plansze i tablice. Zaprojektowano symbol ścieżki (niebieski amonit) i wytypowano na jej trasie punkty do oznakowania szlaku.

Jako uzupełnienie ścieżki zaplanowano wydanie folderu ze szczegółowym jej opisem. Określono formy zwiedzania ścieżki: dla grup zorganizowanych udostępnianie sali ekspozycyjnej po uprzednim uzgodnieniu terminu z osobą zarządzającą terenem Magazynów Rdzeni Wiertniczych w Kielnikach (własność PIG), dla turystów indywidualnych — z pomocą folderu informacyjnego. Szlak ścieżki poprowadzono przez rynek Olsztyna i główne wejście na teren Góry Zamkowej, uwzględniając możliwość rozwoju gospodarczego okolicy dzięki czerpaniu zysków przez społeczność lokalną ze wzmożonego ruchu turystycznego.

Nawiązano współpracę z władzami lokalnymi i poczyniono wstępne ustalenia dotyczące możliwości współpracy przy realizacji ścieżki.

W projekcie określono zakres prac do wykonania przy realizacji ścieżki m. in. niezbędne do przeprowadzenia prace budowlane zapewniające bezpieczeństwo zwiedzającym oraz umożliwiające oznakowanie szlaku: postawienie barierek zabezpieczających przy krawędzi kamieniołomu, utwardzenie fragmentów ścieżki płytami kamiennymi, wykonanie kamiennych schodów z dna wyrobiska, umieszczenie w wyznaczonych punktach bloków skalnych w celu trwałego oznakowania symbolem szlaku oraz w sali ekspozycyjnej wykonanie ścianek gipsowo-kartonowych do zainstalowania ekspozycji.

Geologiczna ścieżka dydaktyczna w tak zaprojektowanej formie będzie stanowić doskonałe narzędzie edukacyjno-popularyzatorskie dla szerokiego grona odbiorców. Realizacja projektu przyczyni się do wykorzystania stanowisk geologicznych dla celów edukacji przyrodniczej w regionie, poprawi poziom nauczania w zakresie nauk o Ziemi i ochrony środowiska. Przyczyni się także do podniesienia, ogólnie niskiego, stanu wiedzy geologicznej w społeczeństwie. Lekcje prowadzone z wykorzystaniem ścieżki dydaktycznej, w której uwypuklone zostaną problemy georóżnorodności, bioróżnorodności (np. wymierania gatunków) na tle ewolucyjnej dynamiki świata żywego i przemian środowiska przyczynią się do uświadomienia współczesnych zagrożeń dla środowiska. Powstała ścieżka dydaktyczna promować będzie odpowiedzialne postawy wobec wykorzystania środowiska i skutków

antropogenicznej ingerencji. Realizacja ścieżki dydaktycznej wpłynie również na zmianę postawy miejscowej ludności wobec dziedzictwa przyrodniczego i ma szansę wzbudzić patriotyzm lokalny.

W dyskusji brali udział: J. Krzemińska, W. Mizerski, M. Pańczyk, K. Pochocka-Szwarc, M. Wielgosz i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 30 października 2006 r.

Jolanta SMOLEŃ: VII Międzynarodowy Kongres Jurajski w Polsce

Tematem referatu było przedstawienie najważniejszych wydarzeń i rezultatów spotkań podczas Międzynarodowego Kongresu Systemu Jurajskiego, który odbywał się w Krakowie w dniach 6–18 września 2006 r.

Kongresy jurajskie organizowane pod auspicjami Międzynarodowej Podkomisji Stratygrafii Jury (ISJS) wchodzącej w skład Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych, odbywają się, co cztery lata, od 1984 roku.

VII Kongres Jurajski, który odbył się w Krakowie przygotowały najważniejsze placówki badawcze polskiej geologii (UJ, AGH, UŚ, ING PAN, Instytut Geofizyki PAN, Instytut Paleobiologii PAN, w tym także Państwowy Instytut Geologiczny). Gospodarzem Kongresu była Akademia Górniczo Hutnicza w Krakowie, gdzie odbywały się sesje referatowe oraz prezentacja posterów.

Uroczyste otwarcie sympozjum odbyło się w głównej auli Akademii Górniczo Hutniczej, w której gości przywitał przewodniczący Kongresu prof. dr hab. Andrzej Wierzbowski. W Kongresie brało udział wielu wybitnych badaczy systemu jurajskiego z całego świata. W ich imieniu przywitał gospodarzy i gości profesor Nicol Morton, przewodniczący Podkomisji Stratygrafii Jury.

W ramach Kongresu odbyły się: sesje referatowe, prezentacje posterów oraz 5 sesji terenowych, na których uczestnicy mogli podziwiać piękno polskiej geologii.

Trwające cztery dni sesje referatowe dotyczyły wszystkich aspektów badań systemu jurajskiego na świecie. Ze względu na różnorodność zagadnień, dotyczących badań w zakresie systemu jurajskiego, wszystkie wystąpienia pogrupowane zostały na 9 bloków tematycznych, które stanowiły osobne sesje. W ramach poszczególnych sesji odbywały się także prezentacje posterów.

W spotkaniach wzięło udział 250 geologów ze wszystkich kontynentów. Bardzo znaczący był udział polskich badaczy systemu jurajskiego, w tym także liczna ekipa geologów z PIG.

Sesja 1 pod tytułem: „Geodynamics and evolution of different areas” poruszała zagadnienia związane z ewolucją różnych obszarów, w aspekcie zjawisk geodynamicznych, takich jak np. wulkanizm, tektonika czy paleomagnetyzm.

Sesja 2 „Facies analysis and reconstructin of palaeoenvironment” stanowiła obszerny blok, na którym zaprezentowano 34 referaty poświęcone analizie i odtwarzaniu paleośrodowisk w okresie jury.

W ramach sesji 3 zatytułowanej: „Palaeoecology, palaeobiogeography” przedstawiono 29 referatów, które dotyczyły świata fauny i flory podczas trwania okresu jurajskiego.

Sesja 4 „Integrated stratigraphy” poświęcona była najnowszym badaniom w zakresie biostratygrafii, w oparciu o różne grupy mikro i makrofauny, a także mikroflory. Bardzo interesujące referaty przedstawiło 74 naukowców z całego świata.

Sesja 5 pod tytułem: „Jurassic organism in space and time” to blok tematyczny poświęcony badaniom paleontologicznym, a dotyczący zagadnień ontogenezy i filogenezy rozwoju gatunków w okresie jurajskim. Zaprezentowano 14 nowatorskich referatów, opartych na coraz doskonalszych metodach badawczych.

Sesja 6 „Geoconservation and palaeontological heritage” dotyczyła zagadnień dziedzictwa geologicznego, jakim jest zabezpieczanie zbiorów muzealnych oraz stratotypów w odsłonięciach geologicznych. W ramach tej sesji odbyły się 4 referaty.

Badaniom geochemicznym, związanych z generowaniem i migracją węglowodorów w osadach oraz potencjalnym możliwością pozyskiwania ropy naftowej poświęcona była sesja 7 przebiegająca po tytule: „Organic geochemistry — Jurassic hydrocarbon potential”.

Na VII Międzynarodowym Kongresie Jurajskim w Krakowie przedstawiono także wyniki prac projektów badawczych, prowadzonych w ramach grup roboczych Podkomisji Stratygrafii Jury. Najważniejsze zadania projektów to ustalenie stratotypów dla poszczególnych pięter jury oraz określenie granic systemu jurajskiego, który do tej pory nie ma zdefiniowanej ani dolnej, ani górnej granicy.

Sesja 8 dotyczyła prac prowadzonych w ramach nowego projektu Podkomisji Stratygraficznej: „IGCP 506, Marine and non-marine Jurassic — global correlation and major geological events”, który dotyczy globalnych korelacji i wydarzeń w okresie jurajskim.

Na sesji 9 przedstawiono rezultaty zakończonego projektu: „IGCP 458 and Triassic/ Jurassic Task Group of ISJS: T/J boundary events”, dotyczącego wydarzeń na granicy trias/jura.

Zaproponowano także dwa nowe projekty badawcze dotyczące wydarzeń na granicy pliensbach/toark oraz oxford/kimeryd.

W ramach VII Kongresu Systemu Jurajskiego odbyła się także prezentacja wspólnie XIX wiecznej kolekcji amonitów, zgromadzonych przez J. Siemiradzkiego i opisaną przez autora w 1881 roku. Kolekcja ta, znajdująca się w Muzeum Instytutu Nauk Geologicznych PAN w Krakowie jest obecnie rewidowana przez dr Ewę Główniak z UW.

Dorobek Kongresu zawierający streszczenia referatów i posterów zawarty został w obszernym, tomie *Volumina Jurassica*, starannie wydany przez PIG. Również bardzo starannie został przygotowany przewodnik wycieczek terenowych *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians*, który powstał przy współpracy z geologami ze Słowacji.

Po zakończonych sesjach wszyscy uczestnicy Kongresu wzięli udział w wyborze kraju, w którym odbywać się będzie następne spotkanie za cztery lata. Z kilku zgłoszonych kandydatów, w głosowaniu ogólnym uczestnicy wybrali Sycuan w Chinach.

Sesje referatowe poprzedziła wycieczka przedkongresowa, pod hasłem: „From Tethyan to platform facies”. Trasa wycieczki obejmowała Pieniński Pas Skałkowy, Basen Śląski w okolicach Cieszyna, gdzie odsłaniają się utwory jury w facjach tetydzkich. W okolicach Krakowa uczestnicy podziwiali odsłonięcia jury epikontynentalnej, skałki w okolicy Ojcowa, Krzeszowic, Bolesławca czy kamieniołom w Zalasie.

Pozostałe wycieczki terenowe odbyły się po zakończonych sesjach naukowych.

Trasa wycieczki 2 „Inside Tethys” prowadziła przez Pieniński Pas Skałkowy w Polsce i na Słowacji. Uczestnicy mogli zapoznać się z geologią i ewolucją tego pasma górskiego.

Wycieczka 3 — „Biostratigraphical framework from Bajocian to Oxfordian” przebiegała przez Jurę Krakowsko-Wieluńską. Zaprezentowano na niej najładniejsze odsłonięcia utworów jurajskich od iłów rudonośnych bajosu i batonu, poprzez utwory graniczne jury środkowej i górnej po górnourajskie wapienie oksfordzkie.

Wycieczka 4 — „Upper Jurassic shallow water carbonate platform and open shelf facies” prowadziła poprzez odsłonięcia jury górnej w okolicy Krakowa, piękne kamieniołomy w Wierzbicy czy Małogoszczy po rejon Bałtowa i słynne krzemionki opatowskie.

Na wycieczce 5 „Lower Jurassic marginal — marine and continental deposits — sedimentation, sequences and ecosystem” zaprezentowano uczestnikom wspaniałe odsłonięcia dolnej jury w rejonie Gór Świętokrzyskich wraz ze słynnymi ekspozycjami tropów dinozaurów w Sołtykowie i Gromadzie.

Kongres jurajski w Krakowie, oprócz swojej rangi naukowej był znakomitą promocją naszego kraju. Ogromne wrażenie wywarło na uczestnikach Kongresu gościnne miasto Kraków. Równie wspaniale ocenili uczestnicy sympozjum uroczystą kolację w kopalni soli w Wieliczce.

W dyskusji brali udział: U. Hara, M. Wielgosz, T. Woroncowa-Marcinowska oraz prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 20 listopada 2006 r.

Jolanta PARUCH-KULCZYCKA: Wstępne wyniki badań mikropaleontologicznych w profilach Kołubajowce i Gałuszczycy (NW Ukraina)

Materiał do badań mikropaleontologicznych pobrano z ukraińskiej części zapadliska przedkarpackiego, z odsłoneń w Gałuszczycach i Kołubajowcach, położonych w okolicy Miodoborów. W obu odsłonięciach wykonano analizy mikrofauny występującej w osadach miocenu wykształconego w serii ilasto-marglistej.

W Gałuszczycach stwierdzono obecność sarmackich zespołów mikrofaunistycznych reprezentowanych głównie przez otwornice. W najniższej części profilu dominował zespół elfidiowy: *Elphidium josephinum*, *E. aculeatum*, *E. koberi*, *E. jukovi*, *E. hauerinum* przechodzący ku górze w zespół miliolidowy: *Varidentella reussi*, *V. sarmatica*, *Articulina problema*, *A. sarmatica*, w najwyższej części wzbogacony w małżoraczki oraz liczne biomineralne mikroelementy — statolity mysidów.

W Kołubajowcach, w osadach ilasto-marglistych zidentyfikowano ubogi zespół mikrofauny sarmacki, której głównym komponentem były otwornice z rodzajów *Fissurina* i *Parafissurina*, zęby i szczątki szkieletowe ryb oraz statolity mysidów. W dajce piaszczystej rozcinającej serię ilasto-marglistą stwierdzono obecność redeponowanego, silnie zmienionego pod wpływem procesów diagenetycznych zespołu otwornic badeńskich z *Globigerina bulloides*, *Globigerina* sp., *Globigerinoides trilobus*, *Bulimia insignis*, *Uvigerina* sp.

W badanych profilach na podstawie analizy mikropaleontologicznej skorelowano serię osadów ilasto-marglistych z wyodrębnioną w ukraińskiej części zapadliska przedkarpackiego formację daszewską. Obecność statolitów w najwyższej części profilu pozwoliła na skorelowanie jej z horyzontem statolitowym charakterystycznym w zapadlisku przedkarpackim dla pogranicza wołynu i besarabu (najwyższa część subformacji daszewskiej).

Ze względu na dużą wartość biostratygraficzną statolitów mysidów na zakończenie scharakteryzowano ich pozycję systematyczną, budowę oraz pełnione w organizmie funkcje.

W dyskusji brali udział: U. Hara, M. Jasionowski, Z. Krysiak J. Smoleń, B. Studencka, T. Woroncowa-Marcinowska i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 14 grudnia 2006 r.

ZAKŁAD GEOLOGII REGIONALNEJ I NAFTOWEJ

Leszek KRZEMIŃSKI, Paweł POPRAWA: **Geochemia drobnoziarnistych osadów klastycznych ordowiku i syluru z Pomorza Zachodniego**

Charakterystyczną cechą pomorskiego sektora strefy szwu transeuropejskiego i obszarów bezpośrednio do niego przyległych jest kontrastowo odmienne wykształcenie facjalne występujących tu osadów dolnego paleozoiku, które deponowane były w basenach reprezentujących różne środowiska geotektoniczne i strefy paleogeograficzne. Kontrast ten jest szczególnie wyraźny pomiędzy profilami ordowiku strefy Rugii (północno-wschodnie Niemcy) a częściowo równowiekowymi profilami zachodniej części basenu bałtyckiego na brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego. Pośrednią pozycję zajmuje strefa Koszalin–Chojnice, której relacje do basenu bałtyckiego i strefy Rugii pozostają nadal kontrowersyjne, ponieważ do niedawna większość argumentów mogących pomóc w ich ustaleniu ograniczała się do kryteriów lito- i biofacjalnych. Podobnie jak ordowickie utwory strefy Rugii, najczęściej uważana jest ona za fragment orogenu kaledońskiego. W odniesieniu do basenu bałtyckiego przeważają interpretacje przyjmujące, że w późnym ordowiku i w sylurze stanowił on fleksuralne zapadlisko przedgórskie kaledońskiej strefy kolizji. Autorzy referatu przedstawili wyniki badań geochemicznych 85 próbek ordowickich i sylurskich mułowców i łupków ilastych pobranych z 11 profili wiertniczych położonych w strefie Koszalin–Chojnice i 3 profili z zachodniej części basenu bałtyckiego. Dostarczyły one nowych danych do dyskusji zagadnień związanych z proveniencją materiału okruchowego oraz warunkami depozycji i wczesnej diagenety osadów.

Dla ordowickiego basenu osadowego, którego wypełnienie reprezentowane jest w strefie Koszalin–Chojnice, charakterystyczne były okresowe, fluktuacyjne zmiany środowiska z suboksycznego na utleniające, podczas gdy w tym samym czasie w basenie bałtyckim panowały warunki suboksyczne. Pojawianie się warunków utleniających prawdopodobnie należy wiązać z epizodycznym dopływem dobrze natlenionych wód z obszarów lądowych. Zmienność warunków wczesnej diagenety osadów ordowiku ze strefy Koszalin–Chojnice dodatkowo podkreśla selektywna redystrybucja pośrednich pierwiastków ziem rzadkich, zasadniczo nie obserwowana w basenie bałtyckim. Omawiane różnice warunków osadowych pogłębiły się jeszcze w landowerze oraz w przydolu, podczas gdy w wenloku w obydwu badanych obszarach panowało środowisko suboksyczne. Występowanie niewielkiej dodatniej anomalii cerowej ($Ce/Ce^* \geq 1,2$) w utworach landoweru strefy Koszalin–Chojnice pośrednio wskazuje, iż ówczesne tempo depozycji osadów było niższe niż w lanwirnie-karadoku.

Obserwacje te zdają się świadczyć, że ordowickie i sylurskie utwory obu obszarów deponowane były w odrębnych basenach, albo reprezentują różne strefy facjalne (z wyjątkiem osadów wenloku) tego samego basenu osadowego. W tym drugim przypadku strefę Koszalin–Chojnice należy uznać za proksymalną, a zachodnią część basenu bałtyckiego za nieco bardziej dystalną w stosunku do obszaru źródłowego części tego samego zbiornika. Stanowiły one wspólnie fleksuralne zapadlisko przedgórskie kaledońskiej strefy kolizji (Poprawa i in., 1999; Poprawa, 2006).

Zarówno osady ordowiku jak i syluru z obu badanych obszarów deponowane były na krawędzi kontynentalnej lub w jej pobliżu. Nawet w przypadku sukcesji wenloku nie są to osady pelagiczne otwartego oceanu, ale raczej utwory hemipelagiczne o dużej przewadze materiału terygenicznego. Sukcesje ordowiku strefy Koszalin–Chojnice i basenu bałtyckiego prawdopodobnie nie były zasilane przez te same obszary źródłowe, w odróżnieniu od utworów syluru, których materiał okruchowy ma wspólną proveniencję w obu wymienionych obszarach. Zmiana sygnału geochemicznego na przełomie ordowiku i syluru wiązała się z kaledońską, kolizyjną konwergencją. Wniosek ten jest w znacznym stopniu zbieżny z ustaleniami Šliaupy (2002) odnoszącymi się do proveniencji osadów ordowiku i syluru na Litwie.

Sylurskie osady strefy Koszalin–Chojnice i basenu bałtyckiego wykazują wyraźne pokrewieństwo geochemiczne z sylurskimi osadami bloku małopolskiego (jednostka kielecka) oraz jednostki tysogórskiej w Górach Świętokrzyskich, dla których udokumentowano proveniencję detrytusową z przerabianego orogenu, powstałego w wyniku kaledońskiej kolizji kontynentalnego łuku magmowego z Baltiką i przyległymi do niej terranami (Kozłowski i in., 2004). Zbieżna charakterystyka geochemiczna osadów tych stref dokumentuje obecność geotektonicznie powiązanych stref kaledońskiej kolizji na zachód od Baltiki. Problematiczne natomiast jest pokrewieństwo badanych osadów z ordowicką formacją niedojrzałych szarowak ze strefy Rugii. W strefie Kosza-

lin–Chojnice brak jest detrytusów pochodzących z erozji maficznych skał magmowych związanych z obdukowaną skorupą oceaniczną, które były istotnym składnikiem utworów lanwiru–karadoku deponowanych w strefie Rugii (por. Giese i in., 1994; Giese i Köppen, 2001). Można zatem przyjąć, iż strefa Koszalin–Chojnice i strefa Rugii w ordowiku stanowiły domeny paleogeograficznie względnie odległe.

Dostępne dane geochemiczne nie pozwalają na jednoznaczne określenie geotektonicznego charakteru obszarów źródłowych. Normalizowane do chondrytu charakterystyki pierwiastków ziem rzadkich wykazują typowe dla postarchaicznego łupka ilastego z Australii (PAAS) wzbogacenie w LREE ($La_N/Yb_N = 6,4–13,4$), płaski przebieg w zakresie HREE i silną anomalię ujemną Eu ($Eu/Eu^* = 0,54–0,79$). Z pewnością dominującym elementem budowy obszarów źródłowych była stara, górna skorupa kontynentalna. Źródła tego typu występują przede wszystkim w środowisku pasywnej krawędzi. Nie można jednak całkowicie wykluczyć udziału młodego zdyferencjowanego łuku magmowego rozwiniętego na skorupie kontynentalnej, ponieważ tego rodzaju obszar źródłowy dostarcza detrytusów geochemicznie identycznego z materiałem o pochodzeniu ze stabilnych obszarów kratonicznych.

W dyskusji brali udział: M. Jarosiński, T. Podhalańska, J. Pokorski, B. Szymański i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 5 kwietnia 2006 r.

Katarzyna NARKIEWICZ: Zastosowanie alternatywnego podziału konodontowego dla płytkowodnych utworów żywetu (dewon środkowy) z obszaru radomsko-lubelskiego

Najczęściej stosowanym podziałem biostratygraficznym dla dewonu jest oparty na konodontach schemat zestawiony przez Clausena, Weddige i Zieglera (1993) opublikowany w SDS Newsletter nr 10, str. 18. Podział ten, choć ogólnie akceptowany i uznawany za standardowy, w szczegółach ciągle jest dyskusyjny. Dotyczy to zwłaszcza piętra żywet: sposobu definiowania poziomów, jak również możliwości praktycznego zastosowania w przypadku środowisk bardziej płytkomorskich i/lub położonych bliżej obrzeży basenów. Podstawą wyróżnienia dolnej granicy poziomów jest w większości przypadków pierwsze pojawienie się taksonu nominalnego, a w przypadku górnej wystąpienie następnego. W podziale standardowym do wydzielenia poziomów użyto fauny charakterystycznej dla facji głębszych, czyli występującej na obszarach głębszego szelfu.

Jednakże w czasie dewonu środkowego, a szczególnie w żywiecie dominują osady płytkowodnej platformy szelfowej, a facje głębszego szelfu mają udział znacznie mniejszy. Na rozległych obszarach płytkowodnych fauna wskaźnikowa dla poziomów standardowych nie występuje lub znajduje się bardzo rzadko. Dotyczy to także terenu Polski, położonego w obszarze płytkiego epikontynentalnego morza szelfowego, w strefie klimatu tropikalnego. W celu jak najdokładniejszego określenia wieku badanych utworów oparto się na podziale standardowym, ale przede wszystkim na alternatywnych podziałach konodontowych. Standardowy poziom *varcus* został podzielony przez Bultyncka (1987) na 4 poziomy konodontowe: *timorensis*, *rhenanus/varcus*, *ansatus* i *semialternans/latifossatus*. W wyższym żywiecie fauna *subterminus* obejmuje część standardowego poziomu *hermanni* i cały poziom *disparilis* (Rogers, 1998). Wyżej stwierdzona fauna *insita* (Klapper i in., 1971) i poziom *norrisi* wprowadzony przez Klappera i Johnsona (1990) odpowiadają żyweckiej części standardowego dolnego poziomu *falsiovalis*.

Szczegółowym przedmiotem badań był obszar radomsko-lubelski, który w czasie dewonu środkowego nie był jednorodny pod względem paleogeograficznym i obejmował trzy strefy: podniesioną część platformy prekambryjskiej na wschodzie, rów lubelski w części centralnej i obszar radomski na zachodzie.

Dane konodontowe pochodziły z 10 otworów wiertniczych, z których pobrano 145 próbek. Z 91 próbek pozytywnych uzyskano ok. 1330 okazów, z których większość należy do dwóch rodzajów: *Polygnathus* i *Icriodus*. Analiza uzyskanego materiału, w tym zwłaszcza proporcje przedstawicieli obu głównych rodzajów, wskazuje na płytkie facje szelfowe. W obrębie obu rodzajów wyróżniono 35 taksonów o znaczeniu stratygraficznym dla badanych utworów. Analizę biostratygraficzną przeprowadzono w oparciu o formy wskaźnikowe i charakterystyczne, zestawienie całkowitych zasięgów wszystkich taksonów występujących w danej próbce i porównanie pionowego następstwa próbek. Zastosowanie zonacji standardowej jest, w przypadku większości datowanych próbek, niemożliwe lub utrudnione z powodu braku form indeksowych. Na podstawie całkowitego zestawienia wszystkich taksonów w próbce wyróżniono tylko dwa poziomy standardowe: *hermanni* i dolny poziom *falsiovalis*. Udało się natomiast wydzielić 5 alternatywnych jednostek biostratygraficznych: poziom *rhenanus/varcus*, poziom *ansatus*, dolną i górną faunę *subterminus*, faunę *insita* i poziom *norrisi*.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 9 maja 2006 r.

Teresa PODHALAŃSKA: Biotyczne i abiotyczne zdarzenia w hirnancie (górnym aszgilu), graptolity, fauna *Hirnantia* i Chiński Mur

Podczas posiedzenia przedstawione zostały wyniki badań dotyczące wpływu globalnych zmian klimatycznych na przebieg sedymentacji oraz świat organiczny w późnym ordowiku i wczesnym sylurze polskiej części Baltiki. Część wyników badań została zaprezentowana w formie referatu oraz posteru na II Międzynarodowym Kongresie Paleontologicznym, który odbył się w dniach od 17 do 21 czerwca 2006 r. w Pekinie. Obrady Kongresu odbywały się na terenie Uniwersytetu Pekńskiego. W II Międzynarodowym Kongresie Paleontologicznym wzięło udział ponad 600 uczestników z całego świata. Podczas sesji plenarnych, ogólnych oraz tematycznych zostało wygłoszonych 485 referatów oraz zaprezentowano ponad 200 posterów.

W ramach kongresu wygłoszone zostały między innymi referaty prezentujące wyniki badań prowadzonych w ramach projektu IGCP 503 pt. „Ordovician Palaeogeography and Palaeoclimate” realizowanego w latach 2004–2008, w tym wyniki badań autorki. Główny cel realizacji projektu to określenie wpływu zmieniającej się paleogeografii i paleoklimatu na bioróżnorodność, wywieranie w późnym ordowiku i sylurską radiację. Wygłoszone, w ramach wyżej wspomnianego sympozjum referaty, dotyczyły m. in. problematyki ordowickiej bioróżnorodności, eustatycznych zmian poziomu morza i wysokorozdzielczej biostratygrafii oraz problemów międzyregionalnej korelacji osadów ordowiku. II Międzynarodowy Kongres Paleontologiczny był najważniejszym wydarzeniem w paleontologii w 2006 roku, pozwalającym na bezpośrednią konfrontację najnowszych wyników badań z dziedziny paleontologii i nauk pokrewnych. W tomie liczącym prawie 600 stron zawarte zostały streszczenia wygłoszonych referatów i przedstawionych posterów.

Przełom ordowiku i syluru charakteryzował się ważnymi zdarzeniami natury środowiskowej i biotycznej, za przyczynę których uznaje się globalne zmiany klimatyczne, zlodowacenie Gondwany i związane z tym zmiany eustatyczne. Celem autorki było określenie wpływu zdarzeń globalnych: późnoordowickiego ochłodzenia klimatycznego, zlodowacenia południowej półkuli i glacio-eustatycznych zmian poziomu morza na litofację i biofację górnego ordowiku i dolnego syluru polskiej części szelfu Baltiki (obniżenie bałtyckie) a metodą: integracja procesów fizycznych, chemicznych i biotycznych związanych ze zdarzeniami natury paleogeograficznej i paleoklimatycznej. W celu identyfikacji i określenia wzajemnych relacji między zmianami środowiska sedymentacji a zmianami lito- i biofacji zastosowano różne metody badawcze: sedymentologiczną, geochemiczną oraz paleontologiczną.

Integralną część badań, oprócz badań sedymentologicznych, petrograficznych i geochemicznych (pierwiastki główne i śladowe, OWO w wybranych próbkach) zmierzających do scharakteryzowania chemizmu wód dennych i porowych oraz warunków paleoekologicznych, były analizy izotopowe węgla i tlenu oraz korelacja litologiczno-facjalnych profilów z krzywymi izotopowymi.

Badana część profilu polskiej części Baltiki obejmowała osady aszgilu oraz dolnego landoweru. W ujęciu genetycznym osady górnego ordowiku od najwyższego lanwirnu do górnego aszgilu (dolnego hirnantu) włącznie reprezentują regresywne następstwo facji a iłowce dolnego landoweru stanowią początek nowego cyklu transgresywno-regresywnego.

Dzięki zastosowaniu różnorodnych metod badawczych uzyskano potwierdzenie zmian w środowisku abiotycznym polskiej części szelfu Baltiki w kontekście globalnych zmian paleośrodowiskowych związanych z globalnym ochłodzeniem klimatycznym i zlodowaceniem Gondwany, po którym nastąpiło ocieplenie klimatyczne, szybka transgresja i postępująca anoksja.

Badania geochemiczne, a szczególnie analiza pierwiastków głównych i śladowych wykazały znaczące różnice w profilu od aszgilu górnego do dolnego landoweru. Wskaźniki geochemiczne charakteryzujące stopień anoksji w górnym ordowiku i dolnym sylurze wykazały zmienność natlenienia kolumny wody w profilu pionowym. Wskazały również na stopniowy a nie jednorazowy i radykalny wzrost anoksji w miarę postępującej transgresji wczesno-sylurskiej i sedymentacji iłowców z graptolitami landoweru.

Pozycja stratygraficzna wkładek piaszczystych w badanych profilach wskazuje, że maksimum regresji miało miejsce w górnej części późnego hirnantu a po niej, pod koniec ordowiku (w dobie *persculptus*), rozpoczęła się transgresja, której kulminacyjnym momentem była depozycja, we wczesnym landowerze, klastyczno-węglanowych osadów w postaci ciemnoszarych wapieni marglistych lub iłowców marglistych ze skamieniałościami śladowymi a następnie radykalna zmiana facji na ilastą. W obniżeniach, sedymentacja na pograniczu ordowiku i syluru mogła przebiegać więc nieprzerwanie a zmiany facjalne objawiać się w sposób stopniowy. Na płycznach natomiast mogło dochodzić do niedepozycji, podmorskiej erozji i małego hiatusu a powierzchnia zalewu morskiego oddzielała bezpośrednio częściowo zerodowane piaszkowce dolnego hirnantu od laminowanych iłowców głębszego morza z graptolitami poziomu *acuminatus*.

Po raz pierwszy wykonano badania izotopowe $\delta^{13}\text{C}$ oraz $\delta^{18}\text{O}$ w próbkach węglanów pochodzących z górnego ordowiku obniżenia bałtyckiego, chociaż zmiany wartości $\delta^{13}\text{C}$ oraz $\delta^{18}\text{O}$, korelowane z późnoordowickim zlodowaceniem, glacio-eustatycznymi zmianami poziomu morza oraz kryzysem biotycznym w hirnancie były przedmiotem badań w innych regionach świata m. in. w obszarze Baltiki, Ameryki północnej i Czech.

Badania izotopowe dotyczyły próbek skał węglanowych aszgilu i najniższego landoweru, pochodzących z różnych stref facjalnych paleobasenu bałtyckiego: strefy skańskiej i strefy centralno-bałtoskańskiej.

Uzyskane wyniki badań są pierwszymi, które potwierdziły wzbogacenie w cięższy izotop węgla kalcytowego w próbkach pochodzących z górnego ordowiku Polski. Wyraźnemu odchyleniu wartości $\delta^{13}\text{C}$ w kierunku dodatnim towarzyszy podwyższenie wartości $\delta^{18}\text{O}$ w stosunku do próbek starszych i młodszych.

Rozwój litofacjalny depozycyjnej sekwencji górnego ordowiku i dolnego syluru związany był głównie z eustatycznymi zmianami poziomu morza. Powodowane tym zmiany abiotycznych czynników środowiskowych uwidaczniają się także w składzie asocjacji zespołów skamieniałości.

W górnym ordowiku i dolnym sylurze wydzielone zostały zespoły biotyczne oraz fazy ich rozwoju: sprzed okresu wymierania, wymierania, przeżycia, oraz odrodzenia i rozkwitu. Zmiany te korelować można ze zmianami zachodzącymi w środowisku abiotycznym brzeżnej i centralnej części szelfu Baltiki: zmianami facji, zmianami warunków oksydacyjno-redukcyjnych, zmianami składu chemicznego i stosunków izotopowych w skale.

Udokumentowano obecność charakterystycznego dla okresu chłodnego i regresji zespołu ramienionogów *Hirnantia*. Wymarcie fauny *Hirnantia* w późnym aszgilu związane było z pogłębiającą się transgresją morską postępującą w miarę globalnego ocieplenia, zatapianiem uprzednio odsłoniętych obszarów szelfowych oraz pogarszających się warunków tlenowych w strefie dennej. Bentosowe organizmy bezszkieletowe jako bardziej odporne na stres środowiskowy wywołany deficytem tlenowym niż fauna skorupowa, były zdolne do przetrwania tego kryzysu.

Przyjmując globalny charakter późnoordowicko-wczesnosylurskich, klimatyczno-eustatycznych zdarzeń, ich zapis facjalny i geochemiczny (w tym izotopowy) może służyć jako wysokiej dokładności czynnik korelacyjny zarówno w obrębie paleokontynentu Baltiki jak i innych obszarów.

Udokumentowany zapis facjalny i geochemiczny (w tym izotopowy) zmian poziomu morza na pograniczu O/S w skańskiej i centralno-bałtoskańskiej strefie polskiej części obniżenia bałtyckiego umożliwia korelację z innymi obszarami dawnego kontynentu Baltiki jak i korelację interregionalną. Poznanie zdarzeń biotycznych i abiotycznych związanych z wielkimi zmianami klimatycznymi w przeszłości wpływa na zrozumienie współczesnych zmian i perturbacji klimatycznych oraz przewidywanie ich skutków.

W dyskusji brali udział: H. Matyja, M. Sikorska-Jaworowska i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 12 grudnia 2006 r.

ZAKŁAD GEOLOGII GOSPODARCZEJ

Agnieszka MALON, Stanisław PRZENIOSŁO, Marcin TYMIŃSKI: **Analiza gospodarki wybranymi surowcami metalicznymi w Polsce z uwzględnieniem trendów na rynku światowym (miedź, srebro, cynk i ołów)**

Surowce metaliczne w Polsce stanowią bardzo istotny element składowy gospodarki surowcami mineralnymi. Są jedyną grupą surowców, która niezmiennie przynosi zyski w międzynarodowej wymianie handlowej. Pomimo, iż saldo wielkości obrotów handlowych w grupie surowców metalicznych w Polsce pozostaje ujemne — głównie na skutek konieczności importu takich surowców jak żelazo, aluminium a także cynk i ołów — to saldo wartości jest wyraźnie dodatnie i wzrasta w ostatnich latach. Dzieje się tak głównie ze względu na bazę zasobową rud miedzi w Polsce, która zabezpiecza zapotrzebowanie krajowe zarówno na miedź jak i srebro, oraz pozwala na przeznaczenie nadwyżek produkcji na eksport.

W referacie przedstawiono tendencje, jakie w minionych 15 latach występowały w gospodarce wybranymi surowcami metalicznymi w Polsce. Analiza objęła te metale, które odgrywają najważniejszą rolę w tej grupie surowców, zarówno takie, które były i są jedynie przedmiotem importu, takie, których baza zasobowa zostanie wyczerpana w niedalekiej przyszłości, jak i te, na których opiera się i będzie oparty jeszcze przez lata polski eksport. Starano się prześledzić zmiany, jakie zarysowały się w przemyśle wydobywczym i polskiej wymianie handlowej w trakcie całego okresu od przełomu lat 80-tych i 90-tych poprzez trwający do dziś okres przystosowywania gospodarki krajowej do warunków rynkowych. Zwrócono także uwagę na tendencje występujące na światowym rynku handlu tymi surowcami, zwłaszcza z uwzględnieniem cen poszczególnych metali.

Wprowadzanie gospodarki rynkowej i związane z tym nowe uwarunkowania prawne spowodowały istotne zmiany w polityce surowcowej naszego kraju. Przechodzimy długi okres transformacji, w którym opracowywane są stosowne mechanizmy prawne i ekonomiczne. Nowa polityka surowcowa Polski zakłada, że zapotrzebowanie gospodarki narodowej na surowce i podaż surowców z własnych źródeł są zintegrowane z możliwościami swobodnego importu i z szeroko pojętą ochroną środowiska. Oznacza to wprowadzanie zasad racjonalnego wykorzystania zasobów naturalnych, ograniczanie negatywnego wpływu przemysłów surowcowych na środowisko, a w perspektywie nadchodzących lat zmniejszenie emisji zanieczyszczeń i osiągnięcie standardów ekologicznych obowiązujących w Unii Europejskiej.

Polska jest liczącym się producentem miedzi górniczej dostarczającym około 30% produkcji wszystkich krajów europejskich. Na świecie zajmuje znaczące miejsce pod względem posiadanych zasobów i wysoką lokatę pod względem wydobywania. Baza zasobowa, w przypadku miedzi, stanowi barierę nie ze względu na swoją wielkość czy jakość kopaliny, ale na geologiczno-górnice warunki występowania złóż. Biorąc pod uwagę zasoby miedzi w Polsce i obecną produkcję szacuje się wystarczalność zagospodarowanych zasobów na około 30 lat (Ney, 1997). Jednocześnie około roku 2017 przewidywane jest zakończenie wydobywania ze złoża Polkowice, a ograniczenie wydobywania nastąpi prawdopodobnie w latach 2011–2013. Spowoduje to konieczność uzupełniania niedoboru koncentratów krajowych importowanymi. Zużycie pozorne miedzi rafinowanej w Polsce wzrosło z 250 tys. ton w roku 2002 do 276 tys. ton w roku 2004, a ponieważ największym użytkownikiem jest przemysł elektrotechniczny to można przewidywać, iż zapotrzebowanie na krajowym (i nie tylko) rynku będzie się utrzymywało lub rosło. Z punktu widzenia Polski, jako znaczącego eksportera miedzi, pozytywna wydaje się być prognozowana w najbliższym czasie kontynuacja wzrostu cen miedzi, wynikająca z niedostatku podaży surowca, przy jednoczesnym wzroście zapotrzebowania w krajach wysoko rozwiniętych i na rynku chińskim. Z rud miedzi odzyskiwane są też inne metale, przy czym największe znaczenie gospodarcze ma odzysk srebra. KGHM „Polska Miedź” S.A. pozostaje największym producentem srebra w Europie i najważniejszym dostawcą na rynki Europy Zachodniej. Na saldo wartości obrotów handlowych pozytywny wpływ może mieć tendencja wzrostowa cen srebra na rynkach światowych. Ponieważ jednak rynek srebra jest ściśle uzależniony od rynków innych metali kolorowych, to prognozowanie jego rozwoju jest utrudnione.

Zasoby rud cynku i ołowiu znajdują się obecnie na wyczerpaniu. Zakończenie wydobywania spodziewane jest około 2006–2010 roku, w zależności od warunków ekonomicznych, w tym cen cynku i ołowiu (Ney, 1997), a zagospodarowanie nowych złóż rud cynkowo-ołowiowych jest, ze względów ochrony środowiska, praktycznie niemożliwe. Wydaje się, iż na skutek wyczerpania krajowej bazy zasobowej, produkcja cynku i ołowiu rafinowanego uzależniona będzie w znacznym stopniu od dostaw zagranicznych

koncentratów. Na uwagę zasługuje jednak fakt, iż około 50% produkcji ołowiu rafinowanego pochodzi z odzysku złomu i odpadów, co zabezpieczyć może przynajmniej część krajowego popytu i ograniczyć import surowca. W przypadku cynku udział źródeł wtórnych w łącznej produkcji nie przekracza 3%, co przekłada się na rosnący import i spadek salda obrotów handlowych. Na skutek niedoborów podaży i zwiększonego zapotrzebowania na te metale w Chinach i Stanach Zjednoczonych, obserwuje się wzrost cen i prognozuje ich utrzymanie na podwyższonym poziomie.

Polska pozostanie importem netto niklu, żelaza i aluminium. Od światowych tendencji na rynkach tych metali zależy jak niekorzystne saldo obrotów handlowych notowane będzie w Polsce. Wzrostowe tendencje cen tych surowców pozwalają przypuszczać, iż ujemne saldo obrotów handlowych ulegną pogłębieniu.

W dyskusji brali udział: S. Mikulski, M. Pańczyk i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 23 marca 2006. r

Magdalena PAŃCZYK: Rekonstrukcja permskich procesów wulkanicznych w południowo-wschodniej części niecki północnosudeckiej

W południowo-wschodniej części niecki północnosudeckiej w rejonie Bolkowa (południowo-wschodnia część rowu Świerżawy, zapadlisko Wolbromka) odsłaniają się kwaśne skały wulkaniczne (ryolity). W obrębie rozwijającego się późno-paleozoicznego basenu sedymentacyjnego wystąpiły niewielkiej objętości erupcje szczelinowe. Seria wapniowo-alkalicznych skał wulkanicznych obejmuje ignimbryty i lawy ze Świn, ignimbryty i lawy z Popielowej a także sekwencję tufów z lapillami akrecyjnymi. Eksplozywność erupcji w głównej mierze zależała od zawartości wody w stopie, a także reakcji gorącej, intrudującej magmy z wodami powierzchniowymi lub gruntowymi. Dlatego w profilu sekwencji wulkanitów występują osady typu *base surge*, spieczone i niespieczone ignimbryty, a także potoki lawowe.

W oparciu o wyniki analizy facjalnej wulkanitów do badań i modelowań geochemicznych wyselekcjonowano najmniej przeobrażone próbki, pochodzące z wewnętrznych partii potoków lawowych. Na diagramach Harkera prawie wszystkie pierwiastki główne i część śladowych charakteryzują się zgodnymi, liniowymi trendami, w związku, z czym rozpatrzone zostały potencjalne procesy prowadzące do dyferencjonowania stopu, takie jak: frakcjonalna krystalizacja, parcjalne topienie, mieszanie magm.

Zachowanie pierwiastków śladowych wskazuje na proces frakcjonalnej krystalizacji jako odpowiedzialny za ewolucję stopu, jednakże na tym etapie nie można jednoznacznie wykluczyć procesu mieszania magm. Stąd pierwszym celem modelowania było oszacowanie składu modalnego i chemicznego kumulatu, jak również stopnia frakcjonalnej krystalizacji dla law z Popielowej i law ze Świn. Uzyskane wyniki były zbliżone dla obydwu sekwencji wulkanitów. W drugim etapie modelowania podjęto próbę znalezienia źródła stopu. W oparciu o dane geochemiczne skał maficznych i kwaśnych występujących w sąsiedztwie badanych ryolitoidów, rozpatrzono dwa prawdopodobne, możliwe scenariusze — magma macierzysta mogła powstać jako rezultat: (1) mieszania dwóch stopów; (2) w wyniku frakcjonalnej krystalizacji stopu maficznego. Modelowanie geochemiczne wykluczyło proces mieszania dwóch magm. Macierzysty stop prawdopodobnie powstał w wyniku frakcjonalnej krystalizacji stopu bazaltowego.

W dyskusji brali udział: M. Kuberska, A. Maliszewska, S. Mikulski, J. Nawrocki, M. Sikorska-Jaworowska i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 23 marca 2006 r.

ZAKŁAD KARTOGRAFII GEOLOGICZNEJ

Marcin ŻARSKI, Zofia KRYSIK: **Zjawiska glacitektoniczne w strefie maksymalnego zasięgu zlodowacenia warty w rejonie Huty Radoryskiej**

Huta Radoryska znajduje się we wschodniej części mezoregionu Wysoczyzny Żelechowskiej, w podziale fizyczno-geograficznym J. Kondrackiego. Przedmiotem badań była morena czołowa spiętrzona, usytuowana około 1,5 km na północ od wsi. Geologia tego rejonu została rozpoznana podczas wykonywania *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1: 50 000, ark. Okrzeja. Morena ta związana jest z fazą postojową lądolodu zlodowacenia warty, którego maksymalny zasięg znajdował się od kilku do kilkunastu kilometrów na południe od badanego terenu. Strefa maksymalnego zasięgu zlodowacenia warty jest dobrze widoczna w Europie od okolic Hamburga, Wrocławia, Łodzi, Huty Radoryskiej i Mińska. Całej tej strefie towarzyszą zjawiska glacitektoniczne. Morena czołowa w Hucie Radoryskiej wznosi się na wysokość 193 m n.p.m. tj. około 13–15 m ponad otaczający ją teren i jest to najwyższy punkt w okolicy. Forma ta otoczona jest osadami wodnolodowcowymi zlodowacenia warty. Wzgórze jest intensywnie eksploatowane, w efekcie czego powstała rozległa odkrywka. Morena zbudowana jest głównie z piasków i żwirów wodnolodowcowych warstwowanych przekątnie, miejscami nie wykazujących warstwowania. W stropie osadów wodnolodowcowych zaobserwowano bruk morenowy. Wartości upadów warstw wykazują dużą zmienność od kilkunastu stopni do 60°, a nawet 90° w południowej stronie odkrywki. Takie wartości upadów spowodowane są zjawiskami glacitektonicznymi. W północnej i południowej części odkrywki znajduje się glina zwałowa, która uległa procesom deformacyjnym. Wiek gliny z północnej części odkrywki należy wiązać z lądolodem, który spowodował powstanie wzgórza w Hucie Radoryskiej. Gлина w południowej części odsłonięcia jest prawdopodobnie związana z wcześniejszym nasunięciem lądolodu.

Obserwacje glacitektoniczne prowadzono w 4 stanowiskach wyrobiska. Został udokumentowany ciekawy inwentarz drobnych struktur glacitektonicznych. W **stanowisku 1** wysuniętym najdalej ku północy, rozpoznano średniej wielkości fałd koncentryczny zbudowany z gliny ze żwirowo-piaszczystym jądrem. W obrębie fałdu dobrze widoczny jest cios pokładowy (200/70–80) i cios zorientowany w azymucie upadu warstw (110/80). Powierzchnie oddzielności ławicowej (ciosu pokładowego) w glinie stały się w istocie powierzchniami poślizgu tektonicznego o czym świadczą delikatne rysy upadowe na nich. Zmierzona wergencja gładzików wydłużonych w glinie (200/80) jest identyczna jak azymut upadu warstw. Powyższe struktury wskazują na kierunek kompresji czyli posuwu lodowego w glinie z NNE ku SSW w azymucie 20°. W centrum ściany wschodniej **stanowisko 2**, naprzemianległe osady piasków i żwirów pocięte są systemem ścięć i uskoków antytetycznych normalnych. Przesuwając się od północy ku południowi obserwuje się zmianę biegów uskoków i warstw polegającą na ich skręcaniu od subrównoleżnikowych, bliżej północy (W–E, WNW–ESE) do NW–SE bliżej południa. Zmieniają się też znacznie upady uskoków i warstw. W miarę przesuwania się ku południowi i w kierunku spągu odsłonięcia ich wartości rosną. Upady uskoków w przekroju pionowym łagodnieją (uskoki listryczne) natomiast upady warstw automatyczne stają się bardziej strome, cały czas zachowując antytetyczny układ. Nierzadko upady warstw są tu większe niż upady uskoków. Jednocześnie w skrzydłach zrzuconych dolnej części uskoków listrycznych pojawiają się ścięcia i drobne uskoki przeciwstawne. W **stanowisku 3**, warstwy piasków i żwirów zapadają na N i NW pod kątem od 20–60°. W obrębie tych osadów widoczny jest wyraźnie system ścięć komplementarnych, przekształconych lokalnie w drobne uskoki normalne. Kąt dwuścienny pomiędzy zespołami ścięć jest często bliski 90° lub nawet rozarty od góry co świadczy o zmianie orientacji największego naprężenia ścinającego w azymucie upadu warstw (340–352°), jednocześnie w żwirach (264/34) widoczne są 2 zespoły ścięć pionowych (110/90 i 140/90) przeciwstawnych do warstw utworzonych wskutek tarcia w czasie rotacji warstw. Zrotowane wstecznie warstwy odwzorowują przebieg krzywizny głównej powierzchni odkłucia cylindrycznego wytworzonego przez nacisk statyczny nasuwającego się lądolodu zaś system uskoków odpowiada ścięciom Riedla odwzorowującym przebieg trajektorii głównego naprężenia ścinającego.

Oddalona o kilkaset metrów zachodnia ściana wyrobiska — **stanowisko 4** kryje w sobie zespół mezostruktur glacitektonicznych charakterystycznych dla stref tzw. *push-moraine*. W spągu ściany na przestrzeni kilkudziesięciu metrów rzucają się w oczy warstwy stojące pionowo pocięte systemem stromych ścięć, których orientacja wskazuje na kompresję subrównoleżnikową. W stropie widać cienką warstwę gliny (350/60) wstecznie zafałdowaną wraz z warstwami sąsiadujących piasków i żwirów.

Oś fałdu wstecznego (40/30–40 pomiar zdalny) wskazuje na kompresję z NE ku SW, zbliżoną do kierunku wyznaczonego w stanowisku 1 (20°). Jest kwestią dyskusyjną czy ta kompresja odpowiada wprost kierunkowi nasuwania się lodowca, czy też jest to wtórna kompresja, skośna względem kierunku ruchu lądolodu (wówczas kierunek ruchu lodowca byłby NNE–SSW do N–S), pochodna działania pary sił oddziaływującej w czasie tego ruchu.

Biorąc pod uwagę całą sytuację geomorfologiczną otoczenia i samego odsłonięcia oraz opisany powyżej obraz mezostrukturalny, nie ulega wątpliwości, że wszystkie struktury widoczne w wyrobisku są strukturami II-rzędu względem dużego odkłucia cylindrycznego, w obrębie którego występują i odzwierciedlają etap postępu (nacisk statyczny) a następnie awansu czoła lodowca (nacisk dynamiczny).

Morena czołowa w Hucie Radoryskiej powstała w wyniku spiętrzenia osadów wodnolodowcowych przez lądolód zlodowacenia warty. Po fazie postępu, w wyniku czego powstało odkłucie i spiętrzenie osadów, nastąpiła faza nasunięcia lądolodu na wcześniej zdeformowane osady. Po tym etapie nastąpiła recesja lądolodu w wyniku której intensywnie zachodziły procesy akumulacji i erozji.

W dyskusji brali udział: A. Ber, M. Brzeziński, M. Jarosiński, K. Kenig, W. Morawski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 21 lutego 2006 r.

Małgorzata BRUJ, Zofia KRYSIK: Glacitektonika i inne typy deformacji osadów środkowo- plejstocénskich w kopalni Bełchatów (wyniki badań 2003–2005)

W latach 2003–2005 w ramach tematu KBN 6.13.0007.00.0 pt. „Studium struktur glacitektonicznych w kopalni węgla brunatnego Bełchatów” prowadzone były badania struktur deformacyjnych widocznych w osadach plejstocenu. Skartowane zostały kolejne ściany zachodnie wyrobiska (dwa najwyższe poziomy) oraz fragment ściany północnej. Zinventaryzowano liczne struktury glacitektoniczne, upłynnienia osadów oraz objawy neotektoniki.

Ramy tektoniczne rowu Bełchatowa stanowią subrównoleżnikowe dyslokacje o znacznych zrzutach. Główne struktury pre-plejstocénskiego podłoża, w zasięgu których znajdowały się skartowane ściany to:

- wysad solny Dębina,
- tzw. południowy uskók główny (PUG) i związany z nim rów II-rzędu.

W zasięgu PUG, na przestrzeni ok. 0,5 km od konturu złoża leżą południowe fragmenty wszystkich skartowanych ścian. W badanym fragmencie kopalni, na niższych poziomach nadkładu złoża, osady mioceńskie najczęściej zalegają poziomo. Leżące na nich niezgodnie osady plejstocenu (zlodowacenie środkowopolskie) są znacznie zdeformowane (upady 50–60°) i trzymają się one wyraźnie strefy PUG.

Profil osadów plejstocénskich w badanej części kopalni jest znacznie zredukowany. Łączna miąższość osadów nie przekracza 50 m. Na kontakcie osadów plejstocenu i miocenu górnego widać warstwę białego morenowego, na której zalegają aluwia, a wyżej glaciłfluwalne piaski ze żwirami i żwiry tzw. formacji Krzaki (Goździk, 2006). Powyżej zalega dolna glina warciańska a nad nią piaski średnio- i drobnoziarniste z warstwami mułków i ilów przykryte górną gliną zlodowacenia warty. Lokalnie ponad gliną górną występują osady organiczne interglacjału eemskiego.

Skomplikowane deformacje widoczne są głównie w osadach piaszczysto-żwirowych i w mułkach znajdujących się pomiędzy dwoma poziomami glin, jakkolwiek same gliny są także lokalnie wciągane w deformacje. Wyróżniono następujące typy deformacji: diapiry, pogąrzy, systemy ścięć komplementarnych, różne typy fałdów, łuski i odkłucia, duplexy, ścięcia cylindryczne, uskoki normalne i odwrócone.

Precyzyjne ustalenie, które deformacje w obrębie osadów plejstocénskich są efektem glacitektoniki, które repliką tektoniki podłoża, a które neotektoniki jest bardzo trudne lub nawet niemożliwe. Te same trudności napotykamy przy próbie precyzyjnego określania ich wieku.

Podłoże subglacialne miało charakter mozaikowy (Piotrowski i Larsen, 2004). Przedstawiono dowody na współistnienie stabilnych i deformacyjnych miejsc w podłożu lodowca oraz ich zmienność w czasie i przestrzeni. Niektóre miejsca podlegały wielokrotnym fazom deformacji, w innych pierwotne struktury nie zostały naruszone. Podstawowym czynnikiem kontrolującym deformacje jest obecność i/lub ciśnienie wody. Inne ważne parametry to przede wszystkim granulometria osadu, jego skład, charakter i konfiguracja podłoża oraz prędkość lodu.

Wyniki analizy mezostrukturalnej pozwoliły określić kierunek kompresji subhoryzontalnej. Zmieniał się on: od NNE–SSW do N–S w spagu profilu przez NW–SE w jego środkowej części do W–E w stropie. Zmiana pola naprężeń odzwierciedla 2 etapy deformacji: kompresja (N–S) = reakcja głównych struktur rowu Bełchatowa na nacisk lodowca (odkładającego glinę dolną), kompresja NW–SE i W–E odpowiada kierunkowi ruchu lodowca odkładającego glinę górną (tzw. łob Widawki).

W dyskusji brali udział: A. Ber, M. Krawczyk, S. Lisicki, A. Makowska, W. Morawski, M. Żarski i prelegentki.

Posiedzenie odbyło się w dniu 5 grudnia 2006 r.

CENTRUM DOSKONAŁOŚCI BADAŃ ŚRODOWISKA ABIOTYCZNEGO

Katarzyna JARMOŁOWICZ-SZULC: **Traki — wczoraj i dziś**

Metoda trakowa — wytrawialnych śladów rozpadu promieniotwórczego, służy do określania wieku minerałów i szkliv. Wiąże się z rozszczepieniem jądra izotopu uranu — rozpadem samorzutnym ^{238}U i indukowanym ^{235}U . Energia wyzwolona w tym procesie przejawia się w większości jako energia kinetyczna produktów rozpadu. Ciężki, naładowany elektrycznie fragment jądra narusza sieć krystaliczną minerału, w którym rozpad zachodzi, powodując tworzenie defektu, utajonego śladu rozpadu promieniotwórczego. Początki metody trakowej sięgają roku 1962, kiedy to Price i Walker, wytrawili chemicznie utajone dotąd ślady, co umożliwiło obserwacje i pomiary w mikroskopie optycznym. Charakterystycznymi wartościami mierzonymi mikroskopowo są: zagęszczenie śladów naturalnych (ρ_s), będące funkcją zawartości uranu w mineralu i wieku próbki oraz zagęszczenie śladów indukowanych (ρ_i) będące funkcją dawki neutronów termicznych, indukujących proces rozpadu. Na przestrzeni lat stosowania metody, wartości ρ_s i ρ_i określano w różny sposób, obie wielkości, w kryształach, lub ρ_s w kryształach, a ρ_i w zewnętrznym detektorze. Stosowane były metody: populacyjna, subtrakcyjna i zewnętrznego detektora (EDM).

W każdej metodzie izotopowej, w tym także trakowej, istotna jest tzw. temperatura efektywnego zamknięcia. Jest to temperatura układu w czasie reprezentowanym przez jego wiek pozorny (Dodson, 1973). Różne minerały mają różne temperatury zamknięcia. W oparciu o dane eksperymentalne można przyjąć następujące temperatury efektywnego zamknięcia: apatyt $100 \pm 25^\circ\text{C}$, tytanit $250 \pm 50^\circ\text{C}$ (Harrison i in., 1978; Gleadow i Brooks, 1979), cyrkon $200 \pm 50^\circ\text{C}$ (Tagami, 2005).

Z punktu widzenia przeprowadzania eksperymentu trawienia utajonych śladów, najłatwiejszy jest apatyt, którego traki wytrawia się kwasem solnym w temperaturze pokojowej w zależności od stężenia odczynnika w czasie od 20 sekund do 4,5 min. (Burchart, 1972; Donelick i in., 2005). Tym samym jest to minerał powszechnie stosowany, w przeciwieństwie do trudniejszego tytanitu i cyrkonu (Gleadow i in., 1976). O ile użycie apatyty ze skał magmowych i metamorficznych nie budzi zastrzeżeń, to badanie tego minerału pochodzącego ze skał osadowych wymaga dużej ostrożności i stawia pod znakiem zapytania niektóre oznaczenia wieku publikowane ostatnio. Apatyt w skałach osadowych może pochodzić z różnych źródeł i różnić się składem chemicznym. Może też być niedotrąwiony, co prowadzi do niższego wieku pozornego i zafałszowanej długości traków. Datowania minerałów detrytycznych są trudne technicznie i interpretacyjnie, z racji tego, że badany materiał stanowi mieszaninę ziarn o różnym pochodzeniu i różnej historii, na którą nakłada się okres wspólny. O ile zaszło pełne resetowanie wcześniejszych wartości wieku, to nastąpi ujednolicenie wiekowe, natomiast jeśli nie — uzyska się w wyniku datowań trakowych populację mieszaną, zawierającą kilka zróżnicowanych składników.

Metoda trakowa w Polsce została wprowadzona i rozwinięta przez J. Burcharta. W 1972 roku ukazała się praca pt. „FT age determination of accessory apatite from the Tatra Mts., Poland”. Prace trakowe prowadzone były przez A. Skowrońskiego (1976), eksperymentalne przez J. Gałązkę i M. Dakowskiego. W latach siedemdziesiątych datowano apatyt i tytanit z granitoidów Bielic w Sudetach (Jarmołowicz, 1978), jak też apatyt, tytanit i cyrkon z regionu na północ od Szklarskiej Poręby pod kątem wpływu granitoidu na północną osłonę (Jarmołowicz-Szulc, 1984).

Ostatnio nastąpił renesans oznaczeń trakowych w Polsce. Wiąże się to z interesującą prezentacją posterową D. Botor pt. „Apatite fission track dating in bentonites from the Outer Carpathians” (Botor i in., 2006), jak też pracami prowadzonymi w PAN w Krakowie. Kontrowersyjna jest natomiast publikacja z obszaru północnej i centralnej części basenu polskiego (Poprawa and Andriesen, 2006). Brak jest tu jasnych kryteriów opróbowania przy dużym rozrzucie regionalnym, zróżnicowaniu otworów i głębokości opróbowania, jak też niebagatelnej zmienności temperatur w otworach od ok. 30 do 110°C oraz niewielkiej liczebności datowanych ziarn apatyty, wreszcie dużej dyspersji wieku i niskim prawdopodobieństwie homogeniczności. W tym kontekście podkreślić należy, że każda metoda ma pewne ograniczenia i podstawy, z których trzeba sobie zdawać sprawę przed jej stosowaniem.

Metoda trakowa, rozwinięta na przestrzeni lat, stwarza wielkie możliwości termochronologiczne i interpretacyjne pod warunkiem prawidłowego jej zastosowania.

Doboru próbek należy dokonywać pod kątem rozwiązania wyraźnie sprecyzowanego problemu i mieć świadomość ograniczeń eksperymentalnych.

W dyskusji brali udział: N. Bakun-Czubarow, A. Maliszewska i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 29 listopada 2006 r.

ODDZIAŁ DOLNOŚLĄSKI

Krzysztof URBAŃSKI, Jacek KOŹMA: **Rekonstrukcja stref zaburzonych glacitektonicznie w rejonie Łuku Mużakowa**

W latach 2003–2005 w Oddziale Dolnośląskim Państwowego Instytutu Geologicznego wykonywane były badania, których celem była reinterpretacja budowy geologicznej Łuku Mużakowa, wraz z analizą warunków geośrodowiskowych dla potrzeb projektowanego geoparku. Istotną częścią prowadzonych prac było rozpoznanie glacitektoniki tego obszaru. Aby wykonać to zadanie zastosowano szereg metod badawczych.

Do analizy geomorfologicznej badanego obszaru zastosowano model cyfrowy wykonany na podstawie dygitalizacji poziomic z map topograficznych w skali 1:10 000. Duża szczegółowość wykonanego modelu cyfrowego umożliwiła wyznaczenie mezostruktur glacitektonicznych, zaznaczających się na powierzchni terenu nawet w skali kilkudziesięciu metrów. Stanowi to materiał w części porównywalny z badaniami wykonanymi przez geologów niemieckich, przy użyciu bardzo kosztownych metod radarowych.

Aby rozpoznać budowę głębną struktury Łuku Mużakowa przeanalizowano ponad 1000 otworów wiertniczych i wykonano przekroje geologiczne, poprzeczne do całej struktury. Dla analizy zaburzeń glacitektonicznych w skali 3D, wykonano mapy izolinio-we ważniejszych powierzchni geologicznych. Najlepiej rozpoznawalnym horyzontem litostratygraficznym jest strop pokładu głównego węgla brunatnego, osiągający na tym obszarze dużą miąższość (około 10 metrów) i charakteryzujący się dużą rozciągłością lateralną. Na podstawie badań porównawczych z rejonami przyległymi do Łuku Mużakowa, wykazano, że główny eksploatowany pokład węgla brunatnego można korelować z II pokładem łżyckim. Wyższe pokłady węgla charakteryzują się znacznie mniejszą miąższością oraz mniejszą rozciągłością lateralną. Pokłady należące do formacji rawickiej nie zostały natomiast spiętrzone.

Łuk Mużakowa nie jest jednolitą moreną spiętrzoną, ale strukturą złożoną. Składa się z łuku zewnętrznego Tuplice–Łęknica oraz łuków wewnętrznych: Trzebiel–Buczyny, Trzebiel–Siedlec, Tuplice–Chełmice–Jagłowice. Odzwierciedla to wieloetapowe tworzenie całej struktury, w miarę nasuwania się lądolodu.

Na zapleczu Łuku Mużakowa, między Olszyną a Jerischke występuje głęboka niecka, którą można uważać za depresję glacitektoniczną.

Rozciągłość wychodni II pokładu łżyckiego, zgodna z przebiegiem linijnych form rzeźby terenu, odzwierciedla budowę łuskową tej struktury. Potwierdziły to dane z otworów wiertniczych oraz materiały górnicze. Poza strukturami łuskowymi w strefach silnego uplastycznienia skał występują również wtórne fałdy i diapiry. Tworzyły się one w czasie tego samego procesu dynamicznego. Intensywne zaburzenia glacitektoniczne na ogół dochodziły do poziomu 0 m n.p.m., czyli objęły około 150 metrów miąższości osadu. Zaburzenia o znacznie mniejszej intensywności: uskoki, fałdy szerokopromienne mogły sięgnąć nawet do podłoża mezozoicznego.

Łuk Mużakowa, który leży na granicy perykliny Żar i niecki północnosudeckiej znajduje się w rejonie silnie zaangażowanym tektonicznie. Wyraźnie zaznacza się w morfologii stropu mezozoiku strefa uskoków Bolesławiec–Döbern. Wyróżniono ponadto szereg mniejszych jednostek blokowych. Uskoki stwierdzono również w utworach miocenu. Analiza rzeźby terenu wykazała istnienie tektoniki blokowej w czasie plejstocenu, nawet po powstaniu glacitektonicznej struktury Łuku Mużakowa. Najmłodsze ruchy tektoniczne można wiązać z reaktywacją stref tektonicznych w podłożu podkenozoicznym, wywołaną ciężarem lądolodu.

Do rozwiązania budowy geologicznej Łuku Mużakowa przyjęto model zaburzeń glacitektonicznych przedstawiony przez Rotnickiego (1976) oraz model Abera i in. (1989), w których główną przyczyną zaburzeń glacitektonicznych widzi się w obciążeniu osadów przez lądolód i przemieszczeniu ich w formie łusek na przedpola. Na omawianym terenie należy również założyć, że czynnikiem wspomagającym mogło być mobilne podłoże podkenozoiczne, w strefie przecinających się dyslokacji.

W dyskusji brali udział: J. Badura, Z. Cymerman, S. Dyjor, B. Przybylski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 30 maja 2006 r.

Krzysztof URBAŃSKI: Plejstocen na obszarze Równiny Charzykowskiej (Pojezierze Pomorskie), nowe dane geologiczne

W referacie przedstawiono wyniki badań geologicznych prowadzonych w latach 2003–2005, w związku z realizacją arkusza Przechlewo (163) *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000.

W południowej części obszaru Równiny Charzykowskiej stwierdzono występowanie stref zaburzeń glacictektonicznych. Osady zdeformowane występują w strukturach kopalnych. Na nich zalega pokrywa młodszych (powstałych od okresu zlodowacenia odry po holocen), niezaburzonych osadów. W otworze kartograficznym, na północ od Człuchowa, nawiercono trzydziestometrowy pakiet utworów oligocenu dolnego i miocenu środkowego. Zostały one datowane palinologicznie. Pod nimi znajduje się glina zwałowa, która na podstawie badań litopetrograficznych została zakwalifikowana do zlodowacenia san 1. W związku z tym zaburzenia muszą być młodsze. Zdaniem autora można przyjąć, że tworzyły się one w czasie zlodowacenia san 2 lub już w zlodowaceniu odry.

W czasie zlodowacenia odry zachodziły intensywne procesy erozji. Doprowadziło to do usunięcia osadów glacialnych z tego okresu. U jego schyłku dochodziło do akumulacji miększych serii piaszczysto-żwirowych, które leżą na utworach zaburzonych glacictektonicznie. Był to etap wyrównania rzeźby terenu ukształtowanej w efekcie głównych deformacji glacictektonicznych.

W okresie zlodowacenia wisły doszło do utworzenia rynien subglacialnych, które występują głównie w środkowej części badanego obszaru. Szczeliny zostały wypełnione martwym lodem, co pozwoliło na ich przetrwanie w czasie akumulacji osadów sandrowych i zastoiskowych. W fazie poznańskiej lądolód wycofał się w rejon Charzykowa, Kiełpina i Gwieździna, gdzie zaznaczyła się krótka faza jego postępu. Akumulowane były moreny czołowe, a na ich zapleczu ulegały wytopieniu gliny moreny dennej. Po wycofaniu się lądolodu na północ, doszło do awansu lobu lodowcowego w obręb rynny subglacialnej położonej południowo, w miejscu dzisiejszego jeziora Charzykowskiego. Rynna uległa pod wpływem procesów egzaracji pogłębieniu i rozszerzeniu, a u jej końca utworzyła się morena spiętrzona.

W czasie etapu deglacjacji powstało pole kemowe i moreny martwego lodu okalające jezioro Charzykowskie. Podczas dalszego etapu wycofywania się lądolodu, utworzyły się dwa poziomy sandrowe, a w kolejnym etapie powstał zbiornik zastoiskowy, okresowo-przepływowy leżący między jeziorem Charzykowskim a jeziorami Krępsko i Szczytno. W czasie fazy pomorskiej utwory sandrowe najwyższego poziomu sandrowego zasypywały obniżenie zastoiskowe. U schyłku zlodowacenia północnopolskiego i na przełomie holocenu bryły martwego lodu uległy wytopieniu. Doszło wówczas do odpreparowania rynien subglacialnych, powstałych w czasie maksymalnego zasięgu zlodowacenia wisły.

Na poziomie zastoiskowo-fluwioglacjalnym stwierdzono występowanie pól piasków eolicznych i wydm. W zagłębieniach wytopiskowych wykartowano osady organogeniczne i osady deluwialne. W dolinach rzecznych, które częściowo wykorzystały odpreparowane rynny subglacialne, doszło do akumulacji osadów piaszczystych, a w ich stropie namulów i torfów.

W dyskusji brali udział: S. Cwojdzński, J. Koźma, B. Przybylski, A. Stachowiak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 21 listopada 2006 r.

ODDZIAŁ GÓRNOŚLĄSKI

Anna WANTUCH: Jakość wód podziemnych GZWP 450 — Dolina rzeki Wisły

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

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

Chemizm wód podziemnych GZWP 450 został oceniony na podstawie 10 analiz chemicznych wykonanych w laboratorium AGH, danych archiwalnych Banku HYDRO oraz dostępnej literatury.

Mineralizacja została obliczona na podstawie 10 analiz i waha się w granicach od 525,9 mg/dm³ do 1097 mg/dm³. Natomiast twardość ogólna waha się od 284,5 mg CaCO₃/dm³ — woda średnio twarda, do 615,2 mg CaCO₃/dm³ — woda bardzo twarda (Pazdro i Kozerski, 1990).

Na podstawie wykonanych analiz w 10 punktach oraz wykresu Pipera (Fig. 1) stwierdzono, że na obszarze GZWP 450 dominują wody wielojonowe: Ca-HCO₃-SO₄-Cl-Mg, Ca-HCO₃-Mg-Cl-SO₄, Ca-SO₄-Cl-Mg według Altowskiego-Szwieca. Dominującymi kationami są: Ca⁺, Mg⁺, a anionami: HCO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻ podane wg malejącej zawartości.

Na diagramie Pipera (Fig. 1) przedstawiony jest rozkład głównych jonów. Kationy i aniony nie wykazują dużej zmienności, jedynie SO₄²⁻ wykazuje nieznaczny kierunek zmian.

Jakość wód GZWP 450 została oszacowana na podstawie Rozporządzenia Ministra Środowiska z dnia 11 lutego 2004 r. (Dz. U. Nr 32, poz. 284).

Według tego Rozporządzenia wody podziemne na terenie GZWP 450 należą w przeważającej części do III klasy jakości wód podziemnych — zadowalającej. Są to wody gdzie wartości wskaźników jakości wody są podwyższone w wyniku naturalnych procesów lub słabego oddziaływania antropogenicznego oraz gdzie mniejsza część wskaźników jakości wody przekracza wartości dopuszczalne jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi. W trzech studniach stwierdzono wody IV klasy jakości wód podziemnych — niezadowalające. Wody IV klasy jakości mają wartości wskaźników podwyższone w wyniku naturalnych procesów oraz słabego oddziaływania antropogenicznego. Większość wskaźników jakości wody przekracza wartości dopuszczalne jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi. W jednej studni stwierdzono wody II klasy jakości — dobrej, czyli wody, w których wartości wskaźników jakości wody nie wskazują na oddziaływanie antropogeniczne i gdzie wskaźniki jakości wody, z wyjątkiem żelaza i manganu, nie przekraczają wartości dopuszczalnych jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi.

Na podstawie wykonanych analiz i Rozporządzenia Ministra Zdrowia z dnia 19 listopada 2002 r. (Dz. U. Nr 203, poz. 1718) stwierdzono, iż wody głównego zbiornika wód podziemnych 450 nie są zdatne do picia, ze względu na podwyższoną zawartość As prawie we wszystkich studniach. Jednak zawartość As podwyższona jest w nieznacznym stopniu. Są to wartości rzędu +0,001 lub mniej. Należałoby zalecić dokładniejsze rozpoznanie tego problemu. Jedynie w studni numer 9 znajdującej się we wschodniej części zbiornika zawartość arsenu i innych wskaźników mieści się w normie i woda ta zdatna jest do picia. W pozostałych studniach stwierdzono również podwyższone zawartości Fe i Mn, jednak w studniach 6, 7, 8 i 10 w środkowej i wschodniej części ob-

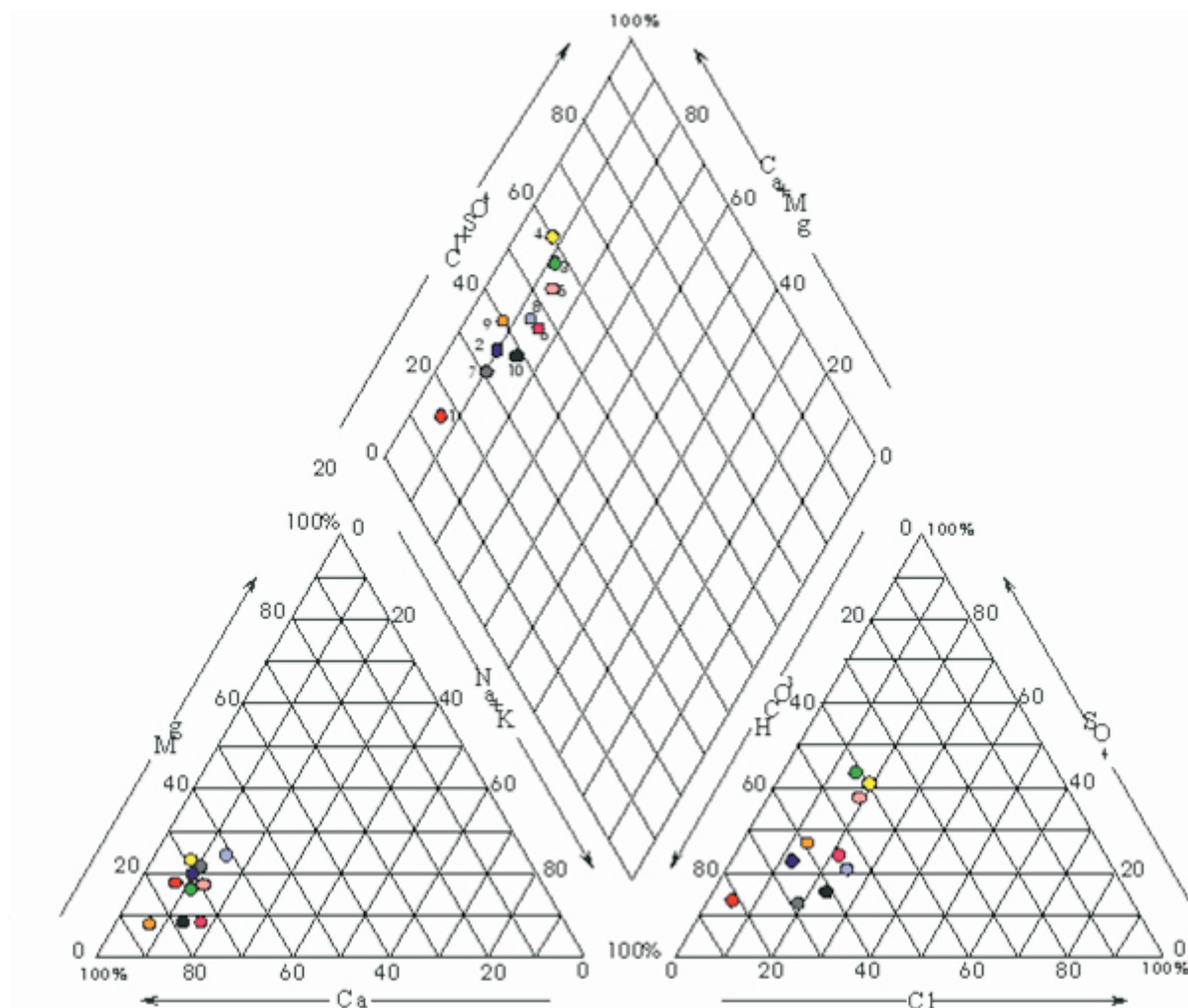


Fig. 1. Chemizm wód podziemnych GZWP 450 przedstawiony na wykresie Pipera

szaru badań wartości te są bardzo wysokie. Związane to może być z niewielkimi zmianami warunków hydrogeochemicznych tzn. z lokalnymi zmianami pH i Eh występującymi w obrębie warstwy wodonośnej.

W studniach 6, 7, 8 i 10 widać, że wartości Eh są mniejsze niż w pozostałych studniach. Sprawia to, że w obrębie GZWP 450 obserwujemy się duże zróżnicowanie zawartości Fe i Mn. Należy tu wspomnieć, że zwiększone zawartości Fe i Mn związane mogą być z występowaniem tych wód w utworach aluwialnych, zawierających substancje organiczną.

Mimo generalnie niskiej jakości wód z czwartorzędowych poziomów użytkowych, zawierają one w wielu obszarach istotne zasoby wód, eksploatowane lub możliwe do pozyskania. Powinny one być chronione i wykorzystywane między innymi jako awaryjne źródła zaopatrzenia.

W dyskusji brali udział: Z. Kaczorowski, P. Liszka, A. Pacholewski, B. Ptak, J. Wagner i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 9 marca 2006 r.

Jadwiga WAGNER, Michał ROLKA, Marcin ZEMBAL: Wytypowanie źródeł awaryjnego zaopatrzenia ludności w wody podziemne w warunkach zdarzeń ekstremalnych — miasto Sosnowiec

Miasto Sosnowiec nie ma własnych komunalnych ujęć wody od połowy lat 90-tych dwudziestego wieku. Rejonowe Przedsiębiorstwo Wodociągów i Kanalizacji (RPWiK) w Sosnowcu, całość wód (około 40 tys. m³/dobę), zakupuje w Górnośląskim Przedsiębiorstwie Wodociągów (GPW) w Katowicach.

Podstawowe źródło zaopatrzenia mieszkańców miasta Sosnowiec w wodę stanowią ujęcia wód powierzchniowych (w tym: SUW Maczki ok. 90%, SUW Goczałkowice ok. 10%). W czasie od 2000 do 2005 r. nastąpiło zmniejszenie ilości wód zakupionych przez RPWiK z sieci magistralnej GPW. Z uwagi na zmniejszenie zużycia wody przez przemysł (zamknięcie zakładów przemysłowych, w tym kopalń na terenie administracyjnym miasta) oraz zmniejszenie zużycia wody przez odbiorców indywidualnych (obniżenie liczby ludności z 241,1 tys. (w 2000 r.) do 226,8 tys. (w 2005 r.)) nastąpił gwałtowny spadek (ponad 35%) zapu wody (z ok. 55 tys.m³ w 2000 r. do ok. 35 tys.m³ w 2005 r.).

W sytuacji kryzysowej, w obliczu braku możliwości zaopatrzenia w wodę mieszkańców miasta Sosnowiec z czynnych ujęć wód powierzchniowych, miasto Sosnowiec winno wykorzystać zaproponowane ujęcia strategiczne, zlokalizowane w odległych stronach miasta, w celu optymalnej czasowo i ekonomicznie dystrybucji wody.

W tym celu autorzy wyznaczyli dwa rejon: Rejon I — Dolina Białej Przemszy i Rejon II — Dolina Brynicy (dyskusyjny) oraz równocześnie zaproponowali wykorzystanie wód kopalnianych ujętych szybem CZOK rejon „Saturn”. Takie wykorzystanie wód zapewni optymalną ilość wody (30 dm³/1 osobę/1 dobę) dla mieszkańców miast sąsiadujących: Sosnowca i Czeladzi. W związku z postępującym procesem zubożenia zasobów wód podziemnych i degradacją jakości tych wód, warto wziąć pod uwagę możliwość wykorzystania wód kopalnianych ujętych w wyrobiskach górniczych zamkniętych kopalń (obecnie rejonów odwadniania CZOK) po uprzednim uzdatnieniu tych wód.

Referat przedstawiono w oparciu o informacje zawarte w temacie zrealizowanym przez Państwową Służbę Hydrogeologiczną (zad.3c/2005r) pt. „Wytypowanie źródeł awaryjnego zaopatrzenia ludności w wody podziemne w warunkach zdarzeń ekstremalnych — miasto Sosnowiec.”

W dyskusji brali udział: A. Chmura, J. Jureczka, Z. Kaczorowski, A. Pacholewski, B. Ptak, L. Razowska-Jaworek i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 30 marca 2006 r.

Krzysztof LASOŃ: Ocena możliwości występowania polimetalicznego złoża typu porfirowego w okolicach Mysłowa na podstawie badań geochemicznych

Celem przeprowadzonych badań geochemicznych była ocena możliwości wystąpienia złoża porfirowego w okolicach Mysłowa, poprzez porównanie stwierdzonych w tym obszarze anomalii geochemicznych do strefowości porfirowego złoża Myszków, leżącego około 5,5 km na południowy wschód od badanego rejonu.

Wzdłuż strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec tworzącej kontakt pomiędzy blokami małopolskim i górnośląskim stwierdzono występowanie skał magmowych, z którymi wiąże się występowanie licznych przejawów mineralizacji polimetalicznej. Jedyne rejonem występowania skał magmowych, który został całkowicie rozwiercony i poddany systematycznym badaniom jest obszar mineralizacji Mo-W-Cu okolic Myszkowa. Na podstawie rozmieszczenia pierwiastków w złożu i jego otoczeniu oraz ich wzajemnych korelacji opracowano geochemiczną strefowość mineralizacji Myszków (Lasoń, 2003), która może służyć do porównań przy poszukiwaniu tego typu mineralizacji w innych zakrytych obszarach i do której próbowano porównać badaną mineralizację okolic Mysłowa.

Paleozoik rejonu Mysłowa reprezentowany jest przez węglanowe utwory dewonu środkowego i górnego oraz klastyczne i węglanowe utwory ordowiku. Obecność węglanów znacznie różni środowisko mineralizacji tego rejonu od rejonu Myszkowa, gdzie w paleozoiku węglany nie występowały. W okolicach Mysłowa obserwuje się ponadto występowanie przeobrażeń kontaktowo-metasomatycznych w postaci skarnów i metasomatytów. W rejonie tym nie nawiercono intruzji skał głębinowych, utwory ordowiku rozcięte są dajkami diabazów oraz porfirów ryolitowych i dacytowych.

Badaniom geochemicznym poddano 53 próbki skał z 5 otworów: 24 WB, 31 WB, 37 WB, 40 WB oraz 20 KW.

W paleozoicznych skałach okolic Mysłowa stwierdzono występowanie stref o anomalnych zawartościach: Cu, Mo, Bi, Zn i Mn oraz pojedynczych anomalnych zawartościach: W, Te, Pb, As, Fe, Sb, Ba, Sr, F i S. W próbce brekcji intruzyjnej z otworu 20 KW stwierdzono anomalną zawartość Au — 36 ppb.

Ponieważ w przebadanych skałach występuje mineralizacja skarnowa, nie można jej bezpośrednio porównać do strefowości geochemicznej opracowanej dla Mo-W-Cu porfirowej mineralizacji okolic Myszkowa. Poprzez analogie do innych skarnów krakowsko-lublinieckiej strefy tektonicznej (rejon Zawiercia, Pilicy), termiczno-metasomatyczne przeobrażenia paleozoicznych skał okolic Mysłowa związane są z prawdopodobnym wystąpieniem w podłożu intruzji, pochodnych magmy granodiorytowej, która może być również źródłem mineralizacji typu złóż porfirowych. Tezę tą potwierdza zestaw pierwiastków, które występują w paleozoicznych skałach rejonu Mysłowa w ilościach anomalnych, który jest analogiczny do występującego w skałach rejonu Myszkowa.

Ze złożami typu porfirowego genetycznie związane są często towarzyszące im złoża skarnowe, powstające w trakcie intruzji sztoków granitoidowych w osadowe skały zawierające węglany. Cox i Singer (1986) wydzielają odrębną grupę złóż skarnowych

stowarzyszonych ze złożami porfirowymi Cu, do których zaliczają między innymi złoża: Ely w Nowadzie, Silver Bell w Arizonie, Santa Rita w Nowym Meksyku i Reesk na Węgrzech.

Zestaw pierwiastków stwierdzony w anomalnych zawartościach w paleozoiku okolic Mysłowa charakterystyczny jest dla zewnętrznej strefy mineralizacji skarnowej, a obecność w spągu badanych otworów 24WB i 31 WB, pod skarnami, charakterystycznych dla porfirowego złoża Myszków żył kwarcowo-skaleniuowo-chlorytowych z chalkopirytem i pirytem oraz śladami molibdenitu potwierdza możliwość wystąpienia w podłożu intruzji kwaśnych skał magmowych.

Najbardziej perspektywicznym obszarem dla nawiercenia intruzji i ewentualnej, związanej z nią mineralizacji porfirowej jest obszar pomiędzy otworami 37 WB, 31 WB i 24 WB. Ponieważ mineralizacja skarnowa stwierdzona w paleozoiku okolic Mysłowa nie wykazuje strefowości pierwiastków wskaźnikowych porównywalnej do strefowości porfirowego złoża Myszków, nie można określić prawdopodobnej głębokości wystąpienia intruzji. Pierwiastki: W, Mo, Cu, Ag, K, F, Sb, Hg, Au, Pb, Ba, As, Zn, Bi i Te mogą być wykorzystane jako pierwiastki wskaźnikowe przy poszukiwaniu zakrytych złóż zarówno typu porfirowego, jak i stowarzyszonych z nimi złóż skarnowych w innych obszarach występowania kwaśnych skał magmowych wzdłuż krakowsko-lublinieckiej strefy tektonicznej.

W dyskusji brali udział: Z. Buła, Z. Kaczorowski, J. Markiewicz, M. Markowiak, M. Truszel, J. Wagner i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 5 października 2006 r.

Zbigniew KACZOROWSKI, Grzegorz MALINA, Andrzej PACHOLEWSKI, Martyna GUZIK, Piotr LISZKA, Marcin ZEMBAL: **Warunki hydrogeologiczne i zagrożenie azotanami ujęć Przedsiębiorstwa Wodociągów i Kanalizacji Okręgu Częstochowskiego na południe od Warty**

Cel, zakres i metodyka badań. Celem prezentowanych badań było opracowanie numerycznych modeli hydrodynamiki i migracji zanieczyszczeń dla południowej części Głównego Zbiornika Wód Podziemnych (GZWP) nr 326 (S) w celu określenia stężeń zanieczyszczeń (jonu NO_3^-) w wodach podziemnych, w rejonie ujęć Mirów, Mirów-Srocko i Olsztyn eksploatowanych przez Przedsiębiorstwo Wodociągów i Kanalizacji (PWiK) Okręgu Częstochowskiego. Badaniami modelowymi objęto obszar, którego granicę zachodnią, północną, północno-wschodnią stanowi rzeka Warta, wschodnią — rzeka Pilica, a południową — rzeki Białka i Krztynia. Geograficznie obszar badań położony jest na Wyżynie Częstochowskiej i Obniżeniu Górnej Warty, a administracyjnie na terenie województwa śląskiego (powiat częstochowski i zawierciański). GZWP 326 jest częścią monokliny śląsko-krakowskiej, w budowie, której wyróżniane jest dolne, paleozoiczne piętro strukturalne oraz piętro górne tworzące monoklinalną pokrywę utworów mezozoicznych. Wschodnie jurajskich skał węglanowych odsłaniają się na powierzchni pasem o szerokości kilkunastu kilometrów, a ich miąższość rośnie od 0 na granicy wychodni, do kilkudziesięciu metrów w rejonie kuesty oraz do kilkuset metrów na wschodzie, przy granicy wychodni utworów kredowych i dalej na wschód. Obszar badań leży w zlewni Warty, natomiast wschodnia część modelu (obszar graniczny) należy do zlewni Pilicy.

Obliczenia numeryczne wykonano w oparciu o pakiet oprogramowania *Visual Modflow 3.1*. Dynamikę przepływu modelowano przy pomocy programu *MODFLOW*, a migrację i transport zanieczyszczeń programem *MT3D*.

Symulację hydrochemiczną sprowadzono do analizy przebiegu zmian stężenia jonu azotanowego NO_3^- . W celu poprawnego zadania ładunku zanieczyszczeń w warstwie wodonośnej i wprowadzanie go do warstwy wodonośnej wraz z infiltrującymi wodami opadowymi wybrano do kalibracji modelu okres 1995–2005. Zweryfikowane modele stanowiły podstawę opracowanych prognoz eksploatacji wód podziemnych przez PWiK Okręgu Częstochowskiego.

Wyniki badań modelowych. Wykonano cztery warianty rozwiązań prognostycznych chemizmu wód podziemnych dla okresu 2005–2015. W celu porównania rozwiązań prognostycznych zachowano jednakowe ładunki zanieczyszczeń zadawane do warstwy wodonośnej. Założono, że w trzech wariantach ujęcia dostarczać będą taką samą ilość wody wynoszącą $31107,23 \text{ m}^3/\text{dobę}$. W wariantach I pracują te same studnie w ujęciach Mirów, Mirów-Srocko i Olsztyn, co w rozwiązaniu kalibracyjnym. W wariantach II i III ujęcie Mirów zostaje wyłączone, a pracę pozostałych ujęć wspomagają studnie S-60, S-61, S-62 z rejonu Olsztyna-Przymiłowic. Wariant IV jest oparty na wariantach I z dodatkowo włączonym ujęciem Julianka z poborem $30\,000 \text{ m}^3/\text{dobę}$. We wszystkich wariantach studnia S-6 ujęcia Mirów (pełniąc rolę ujęcia buforowego pomiędzy ujęciem a Hutą Częstochowa) pracuje jak dotychczas z wydatkiem $720 \text{ m}^3/\text{dobę}$.

Wariant I. W porównaniu do rozwiązania kalibracyjnego kierunki przepływu nie uległy zmianie. Dla roku 2015, w modelowanym obszarze, stężenia związków azotu mieściły się w przedziale $7\text{--}260 \text{ mg}/\text{dm}^3$. Wartości minimalne występowały w rejonie Walcowni natomiast wartości maksymalne w rejonie Koksowni Huty Częstochowa. W odniesieniu do roku 2004, stężenia związków azotu w studniach ujęć PWiK były zmienne w zależności od ujęcia. W ujęciu Mirów uległy generalnie obniżeniu od 1,2 do $16,98 \text{ mg}/\text{dm}^3$. Nieznaczny wzrost stężenia o $0,61 \text{ mg}/\text{dm}^3$ nastąpił w jednej studni. W ujęciu Mirów-Srocko stężenia wzrosły

o 0,68 do 1,73 mg/dm³. W przypadku ujęcia Olsztyn stężenia uległy generalnie obniżeniu o 0,11 do 1,63 mg/dm³, przy czym wzrost stężenia od 0,13 do 2,06 mg/dm³ wystąpił w dwóch studniach.

Wariant II. Wyłączenie z eksploatacji studni ujęcia Mirów spowodowało zmiany kierunków dopływu wód podziemnych do ujęcia Mirów-Srocko. Część studni jest zlokalizowana na obrzeżu ujęcia Olsztyn w związku, z czym ich włączenie z nieznacznym wydatkiem nie spowodowało zmian w kierunkach dopływu wód podziemnych do dotychczas eksploatowanych studni tego ujęcia. Dla roku 2015, w modelowanym obszarze, stężenia związków azotu mieściły się w przedziale 7–260 mg/dm³. Wartości minimalne występowały w rejonie Walcowni natomiast wartości maksymalne w rejonie Koksowni. W stosunku do roku 2004, stężenia azotanów w studniach ujęcia Mirów uległy generalnie obniżeniu od 0,29 do 16,51 mg/dm³. Wzrost stężenia o 3,82 mg/dm³ nastąpił w jednej studni. W ujęciu Mirów-Srocko stężenia wzrosły od 0,58 do 8,37 mg/dm³. Natomiast w siedmiu studniach ujęcia Olsztyn stężenia wzrosły (od 0,20 do 6,02 mg/dm³), a w pięciu spadły (od 0,30 do 0,91 mg/dm³).

Wariant III. Wyłączenie z eksploatacji studni ujęcia Mirów również spowodowało zmiany kierunków dopływu wód podziemnych do ujęcia Mirów-Srocko. Natomiast włączenie do eksploatacji ze znacznym wydatkiem trzech studni zlokalizowanych na obrzeżu ujęcia Olsztyn spowodowało zmiany kierunków dopływu wód do dotychczas eksploatowanych studni w tym ujęciu. Dla roku 2015, w modelowanym obszarze, stężenia związków azotu mieściły się w przedziale od 7 do 260 mg/dm³. Wartości minimalne występowały w rejonie Walcowni natomiast maksymalne w rejonie Koksowni. W odniesieniu do roku 2004, stężenia azotanów w studniach ujęcia Mirów uległy generalnie obniżeniu od 4,99 do 17,00 mg/dm³. Podwyższenie stężenia wystąpiło w dwóch studniach o 0,01 i 5,95 mg/dm³. W ujęciu Mirów-Srocko stężenia wzrosły od 0,65 do 7,53 mg/dm³, a w ujęciu Olsztyn od 0,08 do 6,41 mg/dm³. Spadek stężenia wystąpił w dwóch studniach o 0,94 i 0,74 mg/dm³.

Wariant IV. Ze względu na niewystarczające rozpoznanie własności fizyko-chemicznych wód podziemnych prognozą migracji zanieczyszczeń w rejonie ujęcia Julianka przeprowadzono bez kalibracji modelu migracji zanieczyszczeń. Stan rozkładu stężeń związków azotu w rejonie ujęcia przyjęto w oparciu o analizy z otworów, w których w roku 2004 stężenia mieściły się w przedziale 4,43–11,85 mg/dm³ oraz dane z ujęcia Olsztyn. Ze względu na infiltrujący charakter rzeki Wiercicy w tym rejonie, zadano stężenie wód rzeki w wysokości 4,6 mg/dm³ (tj. wartość zmierzona na moście w Sygontkach). Włączenie ujęcia Julianka spowoduje zmiany kierunków przepływu wód w rejonie ujęcia, przy czym w rejonie Julianki-Zalesic może dojść nawet do ich odwrócenia. Dla roku 2015, w modelowanym obszarze, stężenia azotanów mieściły się w przedziale od 5 do 24 mg/dm³. Wartości minimalne występowały w rejonie Sygontek natomiast wartości maksymalne w rejonie Biskupic. W odniesieniu do roku 2004, stężenia azotanów w studniach ujęć PWiK uległy generalnie podwyższeniu od 0,64 do 4,59 mg/dm³.

Ogólnie, we wszystkich wariantach stężenia azotanów w studniach ujęć PWiK nie przekraczają wartości dopuszczalnych dla wód przeznaczonych do spożycia (Dz.U.2002.203.1718).

Wnioski. Eksploatacja ujęć PWiK z wydatkiem przewidzianym zapotrzebowaniem na wodę do roku 2015 spowoduje wzajemne oddziaływanie ujęć Mirów, Mirów-Srocko i Olsztyn. Włączenie do eksploatacji ujęcia Julianka spowoduje dalsze pogłębienie leja ujęć eksploatowanych obecnie i wytworzenie nowego leja w rejonie Julianki o depresji do 14 m.

Najmniejszy ładunek zanieczyszczeń (32,86 kg/dobę) wnoszony ze studni ujęcia Mirów występuje w wariantie II, w którym eksploatowana jest tylko studnia S-21 tego ujęcia. Średnie stężenie azotanów w ujmowanej wodzie wynosi 20,1 mg/dm³ i stanowi 93% wartości z roku 2004. Najwyższe średnie stężenie azotanów w ujmowanej wodzie występuje w wariantie I i wynosi 20,89 mg/dm³, co stanowi 96% wartości z roku 2004.

W wariantie III najmniejszy ładunek zanieczyszczeń wnoszony ze studni ujęcia Mirów-Srocko wynosi 284,1 kg/dobę. Średnie stężenie azotanów w ujmowanej wodzie wynosi 18,66 mg/dm³, co stanowi 111% wartości z roku 2004. Najniższe średnie stężenia azotanów w ujmowanej wodzie wynoszą: 18,55 i 18,56 mg/dm³, tj. 110% wartości z roku 2004 i występują w wariantach I i II.

Najmniejszy ładunek zanieczyszczeń (234,4 kg/dobę) wnoszony ze studni ujęcia Olsztyn występuje w wariantie I. Średnie stężenie azotanów w ujmowanej wodzie wynosi 19,79 mg/dm³, co stanowi 100% wartości z roku 2004. Najwyższe średnie stężenie azotanów w ujmowanej wodzie wynosi 20,43 mg/dm³, czyli 103% wartości z roku 2004 i występują w wariantie III.

Najbardziej korzystnym wariantem eksploatacji ujęć, zapewniającym wodę o najniższym średnim stężeniu zanieczyszczeń (związki azotu) w perspektywie czasu do 2015 roku jest dla ujęcia Olsztyn wariant I, dla ujęcia Mirów-Srocko wariant I lub II, a dla ujęcia Mirów wariant II. Ze względu na wzajemne oddziaływanie na siebie ujęć, a w szczególności przenoszenie eksploatacji pomiędzy ujęciami, do realizacji należy wybrać jeden, optymalny wariant dla wszystkich ujęć. W tej sytuacji będzie to wariant II. Przed podjęciem decyzji o rezygnacji z wariantów II i III dla ujęcia Olsztyn należy sprawdzić stężenia azotanów w studniach S-60, S-61 i S-62 (ostatnie badania przeprowadzono w roku 1997).

Prezentowane badania zostały wykonane w ramach projektu celowego finansowanego przez MNiI oraz PWiK Okręgu Częstochowskiego (nr projektu 03570/C.T12-6/2004).

W dyskusji brali udział: M. Guzik, Z. Kaczorowski, A. Pacholewski, B. Ptak, J. Wagner i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 12 października 2006 r.

Rafał SIKORA: Zdjęcie geologiczne okolic Pilchowic w skali 1:10 000 — charakterystyka wydzielen litologicznych i podłoże do badań strukturalnych śródsudeckiej strefy uskokowej

W drugiej połowie XX w. opublikowano szereg prac dotyczących poglądów na temat charakteru kontaktu między największymi jednostkami Sudetów Zachodnich — metamorficznym kompleksem kaczawskim, a masywem karkonosko-izerskim. W latach 2002–2003 przeprowadzone zostały nowe badania, które miały na celu zweryfikowanie zawartych w literaturze poglądów. Badania te objęły obszar położony w dolinie rzeki Bóbr, na południe od wsi Pilchowice. W pierwszym etapie przeprowadzone zostały prace kartograficzne, na podstawie których powstały mapy: geologiczna i geologiczno-strukturalna w skali 1:10 000. Dokonano także inwentaryzacji istniejących odsłoneń. Podczas prac kameralnych stworzony został trójwymiarowy model terenu. Pobrane w odsłonięciach próby posłużyły do badań petrograficzno-strukturalnych.

Granica pomiędzy znajdującym się w północnej części kartowanego obszaru metamorficznym kompleksem kaczawskim, a masywem karkonosko-izerskim przebiega w kierunku NW–SE. Orientacja dominującej foliacji metamorficznej w sąsiedztwie obu kompleksów skalnych jest zgodna i rozciąga się wzdłuż kontaktu we wspomnianym kierunku. W kaczawskiej części obszaru badań występują łupki muskowitowo-chlorytowo-kwarcowe, w których występują wapienie krystaliczne w formie soczew. W strefie kontaktu z wapieniami krystalicznymi w składzie mineralnym łupków pojawia się kalcyt, który tworzy cienkie warstewki. Wzajemne przewarstwienia lamin węglanowych i łyszczykowych na granicy łupków muskowitowo-chlorytowo-kwarcowych i wapieni krystalicznych sugerują istnienie ciągłości sedymentacyjnej między protolitem łupków, a wapieniami krystalicznymi metamorfiku kaczawskiego.

W skałach metamorfiku izerskiego, położonego w południowej części obszaru badań, stwierdzono istnienie stopniowego przejścia od granitów izerskich (poprzez granitognejsy, gnejsy grubooczkowe i warstewkowe) do gnejsów warstewkowych drobnooczkowych i warstewkowych. Z obrazu kartograficznego wynika, że granity i granitognejsy izerskie występują w obrębie gnejsów w formie soczew, rozciągających się w kierunku NW–SE. Powyższe odmiany skalne mają podobny skład petrograficzny i różnią się jedynie stopniem deformacji, który wzrasta w kierunku gnejsów warstewkowych. Skały izerskie w różnym stopniu uległy kataklazie, która zaznaczyła się silnym rozdrobnieniem ziaren kwarcu, serycytyzacją skaleni oraz biotytyzacją i spękaniami ziaren granatów. W południowo-zachodniej części obszaru badań stwierdzono występowanie dwóch wkładek skał amfibolowo-skalieniowo-chlorytowych o miąższości 0,5–5 m. W gnejsach zaobserwowano też żyłowe wystąpienia diabazów.

W strefie kontaktu opisanych jednostek widoczna jest naprzemianległość zaliczanych do nich skał wzdłuż trzech dyslokacji zbiegających się pod małym kątem, w kierunku NW–SE. Taki obraz intersekcyjny spowodowany jest prawdopodobnie powstaniem przesuwczego dupleksu na granicy metamorficznego kompleksu kaczawskiego i masywu karkonosko-izerskiego. W strefie tej znajduje się także intruzja trzeciorzędowych bazaltów w formie komina wulkanicznego. W gnejsach izerskich oraz w łupkach metamorfiku kaczawskiego, szczególnie w pobliżu ich kontaktu, zachowały się liczne tekstury deformacyjne. Zaobserwowano tu szereg kinematycznych wskaźników zwrotu ścinania charakterystycznych dla deformacji w warunkach podatnych, kilka generacji fałdów, relikty starszych foliacji oraz fałdki załomowe typowe dla reżimu deformacji kruchej i półkruchej. Elementy te posłużyły do analizy mikro i mezostrukturalnej. Badania strukturalne, w celu określenia charakteru granicy między omówionymi jednostkami geologiczno-strukturalnymi przewidziane były jako drugi etap prac.

W dyskusji brali udział: M. Truszel, J. Wagner, A. Zdanowski i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 16 listopada 2006 r.

Rafał SIKORA: Charakter deformacji i ewolucja strukturalna śródsudeckiej strefy uskokowej w okolicach Pilchowic

Interpretacja obrazu kartograficznego, zestawienie pobranych w odsłonięciach pomiarów struktur planarnych i liniowych, zbadanie zachowanych w skałach przyuskokowych fałdów oraz analiza mezo i mikrostruktur, będących wskaźnikami zwrotu ścinania, dostarczyły szczegółowych danych do określenia charakteru kontaktu metamorficznego kompleksu kaczawskiego i masywu karkonosko-izerskiego w okolicach Pilchowic.

Najstarszym procesem tektonicznym, który zaznaczył się w części izerskiej badanego obszaru, była intruzja granitów izerskich (ok. 500 Ma, Oliver i in., 1993). Następnie doszło do transportu tektonicznego ku NW (etap D₁) i powstania podatnych deformacji ścinających typu nasuwczego (m. in., Aleksandrowski i in., 1997). W efekcie w granitach wykształciły się strefy ścinania, które najsilniej zaznaczyły się w gnejsach warstewkowych i warstewkowych drobnooczkowych. Potwierdzają to obecne w nich asymetryczne cienie ciśnienia typu $\dot{\epsilon}$ wskazujące na niekoaksjalny charakter odkształcenia i na sinistralny zwrot ruchu „strop-ku-NW”. Podczas tej deformacji w skałach izerskich wykształciła się penetratywna foliacja S₁ i lineacja z rozciągania L₁. Późniejsza deformacja D₂ spowodowała powstanie asymetrycznych cieni ciśnienia typu $\dot{\epsilon}$ i struktur typu „półki z książkami” w rozczłonkowa-

nych kryształach skaleni, wskazujących na przemieszczenia w kierunku SE. Prawdopodobnie u schyłku tej deformacji doszło do wykształcenia fałdów ciągnionych F_2 , których skrzydła są równoległe do kontaktu z łupkami kaczawskimi (w kierunku WNW–ESE). Asymetria tych fałdków wskazuje zwrot przemieszczeń w kierunku ESE. Z kolejnym etapem deformacji D_3 związane było powstanie fałdków F_3 o wergencji S. Ostatnia deformacja D_4 , która miała miejsce w izerskiej części badanego obszaru, zaznaczyła się powstaniem fałdków załomowych F_4 oraz ich zespołów sprzężonych. Ich geometria wyznacza NW kierunek przemieszczeń. Deformacja ta zachodziła w warunkach kruchych lub półkruchych. W fazie tej doszło do kataklazy gnejsów i granitognejsów.

W jednostce Pilchowiec podczas najstarszej zarejestrowanej deformacji D_1 doszło do sfałdowania serii mułowcowo-wapiennej i wykształcenia foliacji S_1 . Foliacja ta prawdopodobnie utworzyła się równoległe do powierzchni osiowych niezachowanych fałdów F_1 . Relikty foliacji S_1 zachowały się w mikrolitonach, w strefach kliważu krenulacyjnego. Z następnym etapem deformacji D_2 związane jest wykształcenie w łupkach, wapieniach i zieleńcach penetratywnej foliacji S_2 oraz penetratywnej lineacji z rozciągania L_2 . W efekcie doszło do znacznego zatarcia foliacji S_1 . W etapie D_3 powstała wąska, podatna strefa ścinania zawierająca ryby foliacyjne i ekstensyjne pasemka ścinania. Wymienione wskaźniki kinematyczne wskazują na przesuwczę, prawoskrętne przemieszczenia wzdłuż kierunku NW–SE do W–E. W fazie tej, prawdopodobnie powstały także wielkoskalowe fałdy F_3 zinterpretowane w oparciu o wykonane diagramy konturowe foliacji. Kolejna deformacja D_4 doprowadziła do powstania asymetrycznych, wąskopromiennych fałdów szewronowych F_4 o wergencji SW. Na ich powierzchniach osiowych rozwinął się kliważ krenulacyjny S_4 , a w przegubach fałdków F_4 wykrył chłoryt. Jego obecność wskazuje na fałdowanie foliacji S_2 w warunkach metamorfizmu facji zieleńcowej, które panowały podczas etapu D_4 . Podczas ostatniej deformacji D_5 foliacja S_2 została zafałdowana w kruche fałdy załomowe F_5 o wergencji W, a na granicy z gnejsami nastąpiła kataklaza łupków.

Następstwo zjawisk tektonicznych w przyległych do siebie częściach metamorfików izerskiego i kaczawskiego dowodzi, że w okolicy Pilchowiec zachodzi kontakt pomiędzy jednostkami o częściowo odmiennym wykształceniu struktur deformacyjnych. Jest to kontakt tektoniczny o dwufazowej składowej przesuwczej. Deformacje, D_1 w metamorfiku izerskim oraz etapy D_1 i D_2 w jednostce Pilchowiec, zachodziły od siebie niezależnie i nie miały związku z aktywnością dyslokacji śródsudeckiej. Do przemieszczeń na podatnej, prawoskrętnej strefie ścinania o kierunku NW–SE do W–E, związanej z powstaniem i aktywnością uskoku dochodziło natomiast podczas deformacji D_2 w metamorfiku izerskim i D_3 w metamorfiku kaczawskim. Z działalnością dyslokacji związane są też deformacje D_4 w metamorfiku izerskim i D_5 w metamorfiku kaczawskim, które wskazują na zachodzące w warunkach kruchych lub półkruchych przemieszczenia lewoskrętne. Ruchom tym przypisać należy także powstanie przesuwczego dupleksu na omawianej granicy, co zaznacza się na współczesnym obrazie intersekcyjnym. W okolicy Pilchowiec nie ma żadnych przesłanek geologicznych, które pozwalałyby stwierdzić późniejszą tektoniczną aktywność dyslokacji śródsudeckiej. Zbadane zespoły spękań oraz naniesione na mapę kruche uskoki o kierunku SW–NE, przemieszczające poprzecznie fragmenty uskoku śródsudeckiego powstały w wyniku późniejszych etapów historii geologicznej Sudetów Zachodnich.

Tabela 1

Korelacja etapów deformacji w jednostkach geologiczno-strukturalnych sąsiadujących na dyslokacji śródsudeckiej w okolicach Pilchowiec

etap	metamorfik izerski	jednostka Pilchowiec	etap
D_4	— kataklaza gnejsów i granitów — powstanie fałdków załomowych F_4	— sztywna deformacja fałdowa foliacji S_2 ; fałdy załomowe F_5 o wergencji na W — kataklaza łupków na granicy z gnejsami	D_5
D_3	— warunki metamorfizmu facji zieleńcowej — fałdowanie foliacji S_1 ; fałdy F_3 o wergencji ku S	— warunki metamorfizmu facji zieleńcowej — fałdowanie F_4 foliacji S_2 ; asymetryczne fałdy szewronowe F_4 o wergencji SW — utworzenie się kliważu krenulacyjnego S_4 w powierzchniach osiowych fałdów F_4	D_4
D_2	— warunki metamorfizmu facji zieleńcowej do epidotowo-amfibolitowej (?) — utworzenie się podatnej strefy ścinania o kinematyce dekstralnej o przebiegu NW–SE na granicy jednostki Pilchowiec i metamorfiku izerskiego — asymetryczne cienie ciśnienia przy porfiroblastach skaleni, typu s; struktury typu „półki z książkami” — fałdki ciągnione F_2	— warunki metamorfizmu facji zieleńcowej do epidotowo-amfibolitowej (?) — utworzenie się podatnej strefy ścinania o kinematyce dekstralnej o przebiegu NW–SE na granicy jednostki Pilchowiec i metamorfiku izerskiego — ryby foliacyjne, pasemka ścinania (ang. <i>shear bands</i>) — powstanie wielkoskalowych fałdów F_3	D_3
D_1	— warunki metamorfizmu facji epidotowo-amfibolitowej — wykształcenie podatnych stref ścinania o kinematyce sinistralnej w kierunku NW–SE — asymetryczne cienie ciśnienia przy porfiroblastach skaleni, typu σ — zgnejszowanie granitów izerskich — powstanie penetratywnej foliacji S_1 — powstanie penetratywnej lineacji z rozciągania L_1	— warunki metamorfizmu facji zieleńcowej — transpozycja foliacji S_1 przez wtórne fałdowanie F_2 serii metaosadowej — powstanie penetratywnej foliacji S_2 i lineacji z rozciągania L_2	D_2
		— hipotetyczne fałdowanie F_1 i metamorfizm w facji łupków niebieskich serii osadowej — utworzenie się penetratywnej foliacji S_1	D_1

Przybliżony wyżej model ewolucji strukturalnej śródsudeckiej strefy uskokowej w okolicach Pilchowic koresponduje z poglądami zaprezentowanymi przez P. Aleksandrowskiego i współpracowników na przestrzeni lat 90. XX wieku.

W tabeli 1 przedstawiono korelację kolejnych etapów deformacji dla obu sąsiadujących na omówionej dyslokacji jednostek. Tabelę uzupełniono o znane z literatury dane na temat metamorfizmu dla metamorfiku izerskiego (Żaba, 1984; Oberc-Dziedzic, 1988; Mazur i Kryza, 1996; Ilnicki, 2001) oraz dla metamorfiku kaczawskiego (Kryza i in., 1990; Kryza w: Aleksandrowski i in., 1997).

W dyskusji brali udział: Z. Buła, B. Ptak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 23 listopada 2006 r.

ODDZIAŁ KARPACKI

Barbara RADWANEK-BAK, Bogusław BAK, Izabela LASKOWICZ: **Mapa potencjałów i zagrożeń środowiska naturalnego na obszarach przygranicznych Polski i Słowacji jako narzędzie regionalnych analiz geośrodowiskowych**

W ramach działalności statutowej w Oddziale Karpackim PIG opracowano mapę potencjałów i zagrożeń środowiska naturalnego na obszarach przygranicznych Polski i Słowacji. Mapa powstała w wyniku współpracy geologów polskich i słowackich, reprezentujących służby geologiczne obu krajów — pracowników Oddziału Karpackiego Państwowego Instytutu Geologicznego oraz Instytutu Geologicznego im. Dioniza Stuhra w Bratysławie i jego Oddziału Regionalnego w Spiskiej Nowej Wsi.

W referacie przedstawiono metodykę wykonania mapy, jej zakres tematyczny, problemy techniczne związane z korelacją podkładów topograficznych i ujednoliceniem danych środowiskowych (formy ochrony przyrody, standardy środowiskowe itp.). Prezentując wybrane przykłady wskazano na rolę mapy jako narzędzia kompleksowej informacji o środowisku w aspekcie jej przydatności dla zarządzania zasobami środowiska.

Zasięgiem mapy objęto teren Tatr, Pienin oraz polskiego i słowackiego Podtatrza — obszar bardzo atrakcyjny pod względem przyrodniczym i turystyczno-rekreacyjnym. Znajdują się tu dwa parki narodowe, parki krajobrazowe oraz liczne i różnorodne pomniki przyrody, a także liczne obiekty dziedzictwa kulturowego i historycznego o dużej wartości. Ważnym potencjałem środowiska abiotycznego są bogactwa mineralne oraz wody lecznicze i termalne. Równocześnie obszary te narażone są na liczne zagrożenia środowiskowe zarówno naturalne, jak i antropogeniczne. Większość terenu, poza wysokogórkimi partiami Tatr jest od wieków zasiedlona, a obecnie gęsto zaludniona, co sprzyja narastaniu presji na środowisko. Na przedpolu Tatr, zwłaszcza po stronie południowej znajdują się duże zakłady przemysłowe.

Na mapie wskazano potencjalne źródła zagrożeń naturalnych i antropogenicznych środowiska naturalnego. W miarę możliwości starano się również przedstawić informacje o aktualnym stanie środowiska, na podstawie prowadzonych badań i pomiarów. Składają się na nie: wyniki zdjęcia glebowego-geochemicznego, głównie z terenu Słowacji, informacje o czystości wód powierzchniowych w kilkunastu punktach monitoringu wód oraz pojedyncze dane dotyczące pomiarów zagrożenia radonowego. Zróżnicowany ich zakres, szczegółowość i niejednorodność wskazują na potrzebę dalszych wspólnych działań i konieczność prowadzenia szczegółowych badań, które umożliwią efektywną analizę wyników. W szczególności dotyczy to wyjaśnienia przyczyn stwierdzonych anomalii geochemicznych.

Prezentowana mapa ukazuje w sposób syntetyczny potencjał środowiska naturalnego reprezentowany poprzez różne jego komponenty oraz walory kulturowe tego terenu zestawiając je z zagrożeniami środowiska i potencjalnymi źródłami skażeń. Metodykę opracowania mapy oparto na założeniach metodycznych stosowanych podczas wykonywania map geośrodowiskowych, zawartych w instrukcji, dostosowując je do potrzeb niniejszego projektu. Mapa jest pierwszym tego typu zestawieniem na omawianym obszarze, wykorzystującym różnorodne dane z terenu Polski i Słowacji. Umożliwia prace studialne oraz wskazuje na kierunki i potrzeby dalszych transgranicznych badań geośrodowiskowych, dla kompleksowej oceny zagrożeń środowiska. Opracowana została na podstawie licznych prac źródłowych polskich i słowackich. Powstała w postaci cyfrowej, przy użyciu oprogramowania *Geo-Media*, a zawarte w niej informacje zgromadzone są w bazie danych, w oprogramowaniu *Microsoft Access*.

W dyskusji brali udział: M. Borowiec, J. Chowaniec, W. Granoszewski, T. Mrozek i prelegentka B. Radwanek-Bak.

Posiedzenie odbyło się w dniu 16 lutego 2006 r.

kryształach skaleni, wskazujących na przemieszczenia w kierunku SE. Prawdopodobnie u schyłku tej deformacji doszło do wykształcenia fałdów ciągnionych F_2 , których skrzydła są równoległe do kontaktu z łupkami kaczauskimi (w kierunku WNW–ESE). Asymetria tych fałdów wskazuje zwrot przemieszczeń w kierunku ESE. Z kolejnym etapem deformacji D_3 związane było powstanie fałdów F_3 o wergencji S. Ostatnia deformacja D_4 , która miała miejsce w izerskiej części badanego obszaru, zaznaczyła się powstaniem fałdów załomowych F_4 oraz ich zespołów sprzężonych. Ich geometria wyznacza NW kierunek przemieszczeń. Deformacja ta zachodziła w warunkach kruchych lub półkruchych. W fazie tej doszło do kataklazy gnejsów i granitognejsów.

W jednostce Pilchowie podczas najstarszej zarejestrowanej deformacji D_1 doszło do sfałdowania serii mułowcowo-wapiennej i wykształcenia foliacji S_1 . Foliacja ta prawdopodobnie utworzyła się równoległe do powierzchni osiowych niezachowanych fałdów F_1 . Relikty foliacji S_1 zachowały się w mikrolitonach, w strefach kliważu krenulacyjnego. Z następnym etapem deformacji D_2 związane jest wykształcenie w łupkach, wapieniach i zieleńcach penetratywnej foliacji S_2 oraz penetratywnej lineacji z rozciągania L_2 . W efekcie doszło do znacznego zatarcia foliacji S_1 . W etapie D_3 powstała wąska, podatna strefa ścinania zawierająca ryby foliacyjne i ekstensyjne pasemka ścinania. Wymienione wskaźniki kinematyczne wskazują na przesuwce, prawoskrętne przemieszczenia wzdłuż kierunku NW–SE do W–E. W fazie tej, prawdopodobnie powstały także wielkoskalowe fałdy F_3 zinterpretowane w oparciu o wykonane diagramy konturowe foliacji. Kolejna deformacja D_4 doprowadziła do powstania asymetrycznych, wąskopromiennych fałdów szewronowych F_4 o wergencji SW. Na ich powierzchniach osiowych rozwinął się kliważ krenulacyjny S_4 , a w przegubach fałdów F_4 wykrył chłoryt. Jego obecność wskazuje na fałdowanie foliacji S_2 w warunkach metamorfizmu facy zieleńcowej, które panowały podczas etapu D_4 . Podczas ostatniej deformacji D_5 foliacja S_2 została zafałdowana w kruche fałdy załomowe F_5 o wergencji W, a na granicy z gnejsami nastąpiła kataklaza łupków.

Następstwo zjawisk tektonicznych w przyległych do siebie częściach metamorfików izerskiego i kaczauskiego dowodzi, że w okolicy Pilchowie zachodzi kontakt pomiędzy jednostkami o częściowo odmiennym wykształceniu struktur deformacyjnych. Jest to kontakt tektoniczny o dwufazowej składowej przesuwce. Deformacje, D_1 w metamorfiku izerskim oraz etapy D_1 i D_2 w jednostce Pilchowie, zachodziły od siebie niezależnie i nie miały związku z aktywnością dyslokacji śródsudeckiej. Do przemieszczeń na podatnej, prawoskrętnej strefie ścinania o kierunku NW–SE do W–E, związanej z powstaniem i aktywnością uskoku dochodziło natomiast podczas deformacji D_2 w metamorfiku izerskim i D_3 w metamorfiku kaczauskim. Z działalnością dyslokacji związane są też deformacje D_4 w metamorfiku izerskim i D_5 w metamorfiku kaczauskim, które wskazują na zachodzące w warunkach kruchych lub półkruchych przemieszczenia lewoskrętne. Ruchom tym przypisać należy także powstanie przesuwczego dupleksu na omawianej granicy, co zaznacza się na współczesnym obrazie intersekcyjnym. W okolicy Pilchowie nie ma żadnych przesłanek geologicznych, które pozwalałyby stwierdzić późniejszą tektoniczną aktywność dyslokacji śródsudeckiej. Zbadane zespoły spękań oraz naniesione na mapę kruche uskoki o kierunku SW–NE, przemieszczające poprzeczne fragmenty uskoku śródsudeckiego powstały w wyniku późniejszych etapów historii geologicznej Sudetów Zachodnich.

Tabela 1

Korelacja etapów deformacji w jednostkach geologiczno-strukturalnych sąsiadujących na dyslokacji śródsudeckiej w okolicach Pilchowie

Etap	Metamorfik izerski	Jednostka Pilchowie	Etap
D_4	— kataklaza gnejsów i granitów — powstanie fałdów załomowych F_4	— sztywna deformacja fałdowa foliacji S_2 ; fałdy załomowe F_5 o wergencji na W — kataklaza łupków na granicy z gnejsami	D_5
D_3	— warunki metamorfizmu facy zieleńcowej — fałdowanie foliacji S_1 ; fałdy F_3 o wergencji ku S	— warunki metamorfizmu facy zieleńcowej — fałdowanie F_4 foliacji S_2 ; asymetryczne fałdy szewronowe F_4 o wergencji SW — utworzenie się kliważu krenulacyjnego S_4 w powierzchniach osiowych fałdów F_4	D_4
D_2	— warunki metamorfizmu facy zieleńcowej do epidotowo-amfibolitowej (?) — utworzenie się podatnej strefy ścinania o kinematyce dekstralnej o przebiegu NW–SE na granicy jednostki Pilchowie i metamorfiku izerskiego — asymetryczne cienie ciśnienia przy porfiroblastach skaleni, typu s; struktury typu „półki z książkami” — fałdki ciągnione F_2	— warunki metamorfizmu facy zieleńcowej do epidotowo-amfibolitowej (?) — utworzenie się podatnej strefy ścinania o kinematyce dekstralnej o przebiegu NW–SE na granicy jednostki Pilchowie i metamorfiku izerskiego — ryby foliacyjne, pasemka ścinania (ang. <i>shear bands</i>) — powstanie wielkoskalowych fałdów F_3	D_3
D_1	— warunki metamorfizmu facy epidotowo-amfibolitowej — wykształcenie podatnych stref ścinania o kinematyce sinistralnej w kierunku NW–SE — asymetryczne cienie ciśnienia przy porfiroblastach skaleni, typu σ — zgnejsowanie granitów izerskich — powstanie penetratywnej foliacji S_1 — powstanie penetratywnej lineacji z rozciągania L_1	— warunki metamorfizmu facy zieleńcowej — transpozycja foliacji S_1 przez wtórne fałdowanie F_2 serii metaosadowej — powstanie penetratywnej foliacji S_2 i lineacji z rozciągania L_2	D_2
		— hipotetyczne fałdowanie F_1 i metamorfizm w facy łupków niebieskich serii osadowej — utworzenie się penetratywnej foliacji S_1	D_1

Punktem wyjścia rozwiązania wielu konfliktów środowiskowych związanych z ustalaniem priorytetów w zakresie gospodarowania zasobami środowiska, w tym ochrony zasobów kopalin dla ich przyszłego wykorzystania jest opracowanie waloryzacji złóż kopalin, która pozwoli na gradację zakresu ich koniecznej ochrony.

Ważnym kierunkiem rozwiązywania konfliktów środowiskowych związanych z gospodarką zasobami kopalin są uzgodnienia dotyczące docelowego wykorzystania terenu i kolejności działań inwestycyjnych na terenach złożowych. Pozwala to w wielu przypadkach zagospodarować zasoby kopaliny, a następnie w sposób zadowalający wykorzystać teren poeksploatacyjny. Jest to istotne zwłaszcza w odniesieniu do postulatów ochrony przyrody. Nawet obecność wyrobisk poeksploatacyjnych może przy pewnych uwarunkowaniach służyć temu celowi, przyczyniając się do wzrostu georóżnorodności terenu i dając możliwość proekologicznego zagospodarowania terenu.

W dyskusji brali udział: J. Chowaniec, W. Granoszewski i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 20 kwietnia 2006 r.

Barbara OLSZEWSKA, Anna TOMAŚ: **Charakterystyka i afiliacje egzotyków węglanowych z sukcesji fliszowej Karpat Zewnętrznych**

Utwory fliszu Karpat Zewnętrznych będące w przewadze utworami resedymetowanymi zawierają liczne skały egzotyczne (magmaowe, metamorficzne, osadowe). Skały te występują w każdej z jednostek stratygraficzno-facjalnych w postaci rozproszonej lub tworząc ławice egzotyczne w wielu wydzieleniach litostratygraficznych. Skały egzotyczne Karpat Zewnętrznych od dziesięcioleci są przedmiotem badań w aspekcie wiekowym i mineralogicznym. Niemniej ważnym zagadnieniem jest również zidentyfikowanie obszarów źródłowych tych skał zasilających swym materiałem prądy zawieszinowe. Wśród egzotyków osadowych szczególnym zainteresowaniem cieszą się skały pochodzące z obszarów płytkowodnej sedimentacji węglanowej obcej głębokowodnej naturze skał karpackich. Skład gatunkowy zespołów fauny i flory obecny w egzotykach pozwala na określenie wieku erodowanych skał, środowiska ich depozycji oraz, w niektórych przypadkach ich sytuacji paleogeograficznej. Badania przedstawionych powyżej cech egzotycznych skał węglanowych obecnych w sukcesji fliszowej Karpat zostały uzupełnione o analizę ewentualnych trendów w występowaniu tych skał w profilu pionowym sukcesji fliszowej oraz w poszczególnych jednostkach stratygraficzno-facjalnych. Wyniki badań przedstawiają się następująco.

Skały paleozoiczne

Młodopaleozoiczne egzotyki wapienne są znajdowane w jednostce śląskiej i podśląskiej Karpat Zewnętrznych (Wiśniowa, Skrzydlna, Trzemeśnia, Czarna Wiselka, Łodygowice, Gródek n/Dunajcem, Sułów, Kobylec-Łapanów, Księża Góra, Woźniki, Lusina, Blizianka, Gorzejowa, Opatówka, Wara). Należą one do dewonu wyższego (żywet-fran), pogranicza dewon/karbon oraz karbonu dolnego (wizen wyższy, wizen górny). Wapienie są reprezentowane przez liczne odmiany mikrofacjalne. W dewonie występują mikrofacje charakterystyczne, biomikryty, pelbiomikryty i intrabiomikryty stromatoporoidowe, mikryty z kalcisferami, pelbiodysmikryty otwornicowe (paraturaminidowe) i biomikryty glonowe (isinellowe). Z pogranicza dewon/karbon (D/C-Tn1) pochodzą intrapelsparyty liliowcowe. W wizenie występują: biomikryty otwornicowo-kalcisferowe, glonowe (dasykladowe), otwornicowe, ramienionogowo-glonowo-otwornicowe, biosparyty liliowcowo-glonowe i ramienionogowe, biosparudyty koralo-wo-onkolitowe, pelbiosparyty kalcisferowe oraz intrabiosparyty liliowcowo-glonowe.

Wapienie dewońskie tworzyły się na obszarze i w sąsiedztwie budowli rafowych (stromatoporoidowych) oraz w strefach odciętych od wpływów otwartego morza. Wapienie wizeńskie rozwijały się w różnych środowiskach platformy węglanowej, najczęściej otwartej, rzadziej w środowisku lagunowym.

Wapienie spotykane w formie egzotyków we fliszu karpackim mają swoje odpowiedniki mikrofacjalno-stratygraficzne w utworach tworzących osłonę młodopaleozoiczną masywu górnośląskiego i małopolskiego. Proces ich destrukcji był wieloetapowy, przebiegał z końcem dewonu, po karbonie dolnym, po karbonie i kontynuował się jeszcze podczas orogenezy alpejskiej.

Skały mezozoiczne

Skały mezozoiczne opracowano z 20 stanowisk rozmieszczonych we wszystkich jednostkach stratygraficzno-facjalnych. Nie stwierdzono znaczących trendów w stratygraficznym rozmieszczeniu egzotyków (np. egzotyki wieku triasowego występują zarówno w utworach dolnej kredy jak i oligocenu). Natomiast istnieje pewne zróżnicowanie w charakterze paleośrodowiskowym egzotyków odnośnie występowania w jednostkach stratygraficzno-facjalnych. W jednostkach wewnętrznych (j. magurska) częściej występują egzotyki ze środowiska pelagicznego. Ma to związek z bliskością obszarów oceanicznych. Najczęściej spotykane egzotyczne skały węglanowe reprezentowały wiekowo późną jurę i wczesną kredę, głównie okresy rozwoju sedimentacji węglanowej. Dlatego też zidentyfikowane zespoły mikroskamieniałości (otwornice, wapienne dinocysty) mają szerokie rozprzestrzenienie geograficzne i nie wskazują na konkretne miejsce pochodzenia (np. zidentyfikowane miliolidy tytonu znane są zarówno z Krymu jak i Dobrudży).

Skąły kenozoiczne

Najczęściej spotykane egzotyki kenozoiczne również pochodzą z okresu (eocen środkowy) rozwoju platform węglanowych. Występują głównie w utworach wieku oligocen-wczesny miocen. Paleogeograficznie reprezentują północne brzegi Tetydy. Należy jeszcze dodać, że utwory węglanowe zawierające charakterystyczne dla wspomnianego okresu mikroskamieniałości *in situ* znajdują się u podnóża Tatr.

W dyskusji brali udział: R. Kopciowski, P. Poprawa, W. Ryłko J. Skulich i prelegentki.

Posiedzenie odbyło się w dniu 11 maja 2006 r.

Zbigniew PAUL, Barbara OLSZEWSKA, Janusz SKULICH: Nowe dane o produktach poudzerzeniowych planetoidy w warstwach radiolaryowych i poszukiwanie krateru odpowiedzialnego za ich powstanie

Podczas wykonywania zdjęcia geologicznego dla *Szczegółowej mapy geologicznej Polski*, zwrócono uwagę na ciemną izochroniczną ławicę występującą we wszystkich jednostkach tektonicznych Karpat Zewnętrznych. Ławica ta położona jest w cenomańsko-turońskich warstwach radiolaryowych i znajduje się właśnie na pograniczu tych okresów. Przeprowadzono badania mikrofaunistyczne, petrograficzne i geochemiczne tej ławicy. Zespoły mikrofaunistyczne występujące w obrębie łupków radiolaryowych i skał je otaczających oznaczone w wielu odkrywkach potwierdziły cenomańsko-turoński wiek warstw radiolaryowych i izochroniczność ciemnej ławicy zwanej przez wcześniejszych badaczy ławicą żelazisto-manganową. Odkrytki warstw radiolaryowych z ławicą żelazisto-manganową występują w Karpatach Zewnętrznych od zachodniej granicy Polski, aż po Zakarpacie na Ukrainie. W serii skolskiej, znane jest stanowisko tych warstw w górnym biegu potoku Krzeszkówka, w serii podśląskiej w Zasani k. Myślenic, w Węglówce i w Międzybrodziu k. Sanoka, w serii śląskiej w kamieniołomie Wisła-Oblaziec, na górze Palenica, w kamieniołomie Straconka k. Bielska Białej, w potoku Wielka Puszcza k. Porąbki, w Paśmie Barnasiówka koło Myślenic, w Brodach k. Lanckorony, w Trzemeśni k. Myślenic, Ryglcach k. Tuchowa, w serii dukielsko-grybowskiej w Bystrym k. Baligrodu, na Ukrainie w Szypurce Małej (Krajna Rieka), w potoku Wilchiwczuk k. Neresnicy, w potoku Pies k. Luty i w serii magurskiej w Koninkach.

Najdokładniejsze badania geochemiczne przeprowadzono w Trzemeśni, w mniejszym stopniu w Zasani, Krzeszkówce, Barnasiówce i Koninkach. Wykazały one obecność pierwiastków rzadko spotykanych w skałach skorupy ziemskiej takich jak: mangan, żelazo, chrom, skand, nikiel, ind, dysproz, platyna, skand i ren. Stwierdzono także występowanie ziaren bronzytu i coesytu. Skłoniło to do przypuszczenia, że ławica została zasilona produktami poudzerzeniowymi powstałymi podczas kolizji ciała kosmicznego z ziemią. Badania mikrofaunistyczne potwierdziły także zmiany w życiu organicznym zaistniałe na granicy cenoman-turon czyli w obrębie występowania ciemnej ławicy żelazisto-manganowej. Na rentgenogramie wykonanym z ilastych łupków bentonitowych stwierdzono coesyt. Coesyt jest polimorficzną odmianą kwarcu powstałą tylko podczas działania wysokich temperatur (500–800°C) i ciśnienia (35kb). Tak wysokie temperatury wraz z wysokim ciśnieniem mogą powstać jedynie podczas kolizji ciała kosmicznego z ziemią. Dlatego też ławica zwana dotąd przez wcześniejszych badaczy ławicą bentonitową jest w rzeczywistości ławicą „żelazisto-manganową”, ławica ta także zawiera w swoim składzie niewielkie ilości produktów poudzerzeniowych.

Badania wieku bezwzględne wykonane na frakcjach illitów w Trzemeśni wykazały, że najdrobniejsza frakcja prawdopodobnie powstała z osadzenia się w tych utworach cząstek z chmury poimpaktowej posiada wiek 85,4–85,5 Ma.

W czasie poszukiwania krateru meteorytowego powstałego mniej więcej w tym samym czasie natrafiono na dwa takie kratery na Białorusi w miejscowości Logojsk i na Ukrainie w miejscowości Boltysz. Podczas badań terenowych na Białorusi w obrębie krateru Logojsk stwierdzono, że krater wypełniony jest utworami młodszymi miocenijskimi i czwartorzędowymi. W morfologii terenu zaznaczają się wały obrzeżające krater, tworzące brekcje powstałe z materii wyrzuconej przez impakt. Centralną część krateru w wiosce Gajny stanowi obniżenie z zatorfieniami i jeziorkiem zaporowym powstałym na strumieniu tu przepływającym. Próbkę pobraną z rdzeni wiercen tu wykonanych okazały się tagamitami, a wiek datowany metodą potasowo-argonową ustalono na 124 ± 2 Ma. Wynika z tego, że kolizja ciała kosmicznego w Logojsku miała miejsce znacznie wcześniej niż ławica „żelazisto-manganowa” leżąca w warstwach radiolarytowych w Karpatach.

Następnie przeprowadzono badania krateru Boltysz na Ukrainie. Krater ten jest też wypełniony utworami młodszymi, na powierzchni leżą utwory czwartorzędowe. Częste w jego obrębie są zabagnienia i zatorfienia. Krater o średnicy ok. 25 km obrzeżony jest wałem zaznaczającym się w morfologii terenu utworzonym z brekcji poimpaktowej. Rzeczka Tjasmin przecinająca ten wał odsłania polimiktyczną brekcję poimpaktową złożoną głównie z okruszków przeobrażonych przez wysoką temperaturę i ciśnienie granitów. Badanie wieku bezwzględnego metodą potasowo-argonową szkieł poimpaktowych pobranych z rdzeni wiertniczych wskazuje, że kolizja ta może być odpowiedzialna za dostarczenie do zbiornika karpackiego produktów poimpaktowych na przełomie cenomanu i turonu. Wiek oznaczony tą metodą wynosi $85,2 \pm 2$ Ma, czyli bardzo zbliżony do daty powstania ławiczki „żelazisto-manganowej” w Karpatach.

Badania poziomów, które mogą zawierać ślady produktów poudzierzeniowych powstałych po upadku ciała kosmicznego na ziemię, mogą być pomocne w poznaniu geologii Karpat i wyznaczeniu wieku bezwzględnego powstawania warstw, ponieważ są poziomami izochronicznymi. Wyznaczenie wieku bezwzględnego wraz z wynikami prac mikrofaunistycznych pozwoli na bardziej dokładne datowanie poszczególnych kompleksów skalnych oraz na lepsze poznanie geologii Karpat, to znaczy ich tektoniki, struktur i rozprzestrzenienia poszczególnych warstw. Da także możliwość korelacji poszczególnych utworów.

W dyskusji brali udział: P. Freiwald, R. Patorski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 7 września 2006 r.

R. PAJĄK: Stosowane techniki oznaczania współczynnika filtracji gruntów

Ocena przepuszczalności gruntów staje się jednym z najważniejszych parametrów geotechnicznych w dobie wzrastającego zapotrzebowania na budowę składowisk odpadów i związanym z tym problem migracji zanieczyszczeń. Istnieje potrzeba opracowania wiarygodnych metod oceny współczynnika filtracyjnego gruntów. Współczynnik filtracji jest parametrem uzależnionym zarówno od cech b-chemicznych ośrodka jak i mechanicznych tj. stanu naprężenia i odkształcenia panującego w ośrodku gruntowym. Filtracja wody w gruntach praktycznie nieprzepuszczalnych ($k < 10^{-9}$ m/s) zachodzi po przekroczeniu spadku hydraulicznego. W warunkach laboratoryjnych wykonano serię badań dla próbek gruntów ilastych pobranych z odsłoneń w Zesławicach, Bonarce oraz Woli Rzędzińskiej. Badania przeprowadzono w konsolidometrze Rowe'a i w systemie Trautwein'a. Wartości współczynników filtracji uzyskane obiema metodami można uznać za porównywalne. Współczynnik filtracji obliczano na podstawie współczynnika konsolidacji w oparciu o analizę odkształceń, analizę rozpraszania ciśnienia porowego oraz pomiaru wydatku. W systemie Trautwein'a, badanie (w warunkach zmiennego gradientu) polegało na określeniu w ustalonych przedziałach czasu wartości naporów hydrodynamicznych za pomocą pipety podczas przepływu wody przez próbkę gruntu.

Grunty wykazują niejednorodność właściwości fizycznych co wpływa znacząco na wartość współczynnika filtracji. W największym stopniu dotyczy to porowatości oraz zawartości frakcji ilowej. Różnice wartości współczynników filtracji pomierzone w terenie i w laboratorium wynikają głównie ze skali próbki gruntu. Metody polowe dają znacznie lepsze i wiarygodniejsze wyniki, ale ich wadami są: znaczne koszty badania, pracochłonność oraz długi czas niezbędny do ich przeprowadzenia, co ogranicza zakres ich stosowania.

W dyskusji udział brali: P. Freiwald, M. Łopuszyńska i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 16 listopada 2006 r.

Ziemowit ZIMNAL, Paweł MARCINIEC: Ruchy neotektoniczne a rozwój rzecznych systemów terasowych w strefie nasunięcia karpackiego na zapadlisko przedkarpackie (na przykładzie doliny Dunajca)

Przeprowadzona została analiza rozmieszczenia i wysokości czwartorzędowych teras rzecznych w profilu podłużnym doliny Dunajca, na odcinku o przebiegu zbliżonym do południkowego, pomiędzy Zakliczynem a Żabnem. Dunajec rozcina na tym obszarze poprzecznie struktury mioceńskie zapadliska przedkarpackiego oraz nasunięte na nie struktury fałdowe Karpat, należące do trzech jednostek tektonicznych: skolskiej, podśląskiej i śląskiej.

Podnoszenie tektoniczne obszaru Karpat w czwartorzędzie doprowadziło do powstania teras skalno-akumulacyjnych o różnej wysokości nad współczesne koryto rzeki i posiadających odrębne cokoły skalne. Na odcinku pomiędzy Zakliczynem a wylotem Dunajca z Karpat, w rejonie Wojnicza stwierdzono występowanie pięciu poziomów plejstocenских o wysokości 60–75, 45–55, 20–30, 15–20 i 9–13 m n.p.rz. oraz dwóch teras akumulacyjnych holocenских o wysokości 3,5–6 i 1–3 m. Natomiast na północ od Wojnicza, na obszarze zapadliska przedkarpackiego osady rzeczne Dunajca budują system rozległych stożków, tworzących dwa stopnie plejstocenские 12–20 i 9–13 m n.p.rz. oraz dwa holocenские 5–7 i 1–3 m n.p.rz. Zalegają one na podłożu, którego powierzchnia stropowa charakteryzuje się urozmaiconą rzeźbą.

O intensywności ruchów tektonicznych można wnosić z amplitudy rozcięcia cokołów skalnych teras rzecznych. Dla określenia tempa ruchów obliczone zostały prędkości rozcinania cokołów skalnych i odniesiono je do bezwzględnej skali czwartorzędu.

Stosunkowo słaby stopień zachowania poziomów terasowych w profilu podłużnym doliny oraz duże zróżnicowanie odporności skał podłoża na erozję powoduje, że są to wartości szacunkowe. Od schyłku zlodowacenia nidy tempo ruchów neotektonicznych wynosiło w rejonie Zakliczyna około 0,09–0,15 mm/rok, a u wylotu doliny Dunajca z Karpat około 0,12–0,19 mm/rok. Zauważalna jest większa intensywność ruchów w strefie nasunięcia Karpat na zapadlisko przedkarpackie. Brak zachowanych starszych od zlodowacenia środkowopolskiego stopni terasowych oraz dostatecznej liczby danych, dotyczących wieku wykształcenia ich cokołów skalnych uniemożliwiło określenie tempa tych ruchów na obszarze zapadliska przedkarpackiego.

W dyskusji brali udział: J. Chowanec, L. Jankowski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 23 listopada 2006 r.

ODDZIAŁ ŚWIĘTOKRZYSKI

Jerzy GĄGOL: **Złoża kopalin i walory innych składników środowiska na obszarze arkusza Kcynia Mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000**

Obszar arkusza Kcynia (N-33-119-B) leży na pograniczu województwa wielkopolskiego i kujawsko-pomorskiego. Pod względem fizycznogeograficznym znajduje się na Pojezierzu Chodzieskim. Pod względem historyczno-etnograficznym mieści się na terenie Pałuk — regionu Wielkopolski rozciągającego się między Notecią i Welną, którego centrum było niegdyś Łekno, a obecnie jest Kcynia (obie miejscowości położone są na obszarze arkusza).

Pod względem geologicznym omawiany obszar leży na pograniczu synklinorium mogileńsko-łódzkiego i wału kujawsko-pomorskiego. Najstarszymi skałami na obszarze arkusza, znanymi z wierceń i wyrobisk górniczych, są utwory górnego permu (cechsztynu). Budują one wysad (diapir) solny w Wapnie. Na powierzchni omawianego obszaru występują utwory czwartorzędowe o miąższości przekraczającej miejscami 100 m. Dominują gliny lodowcowe (zwałowe) zlodowacenia północnopolskiego, tworzące polodowcową wysoczyznę (równinę moreny dennej). W północnej części obszaru arkusza występują wzgórza i pagórki moreny czołowej. Część z tych form ma charakter moren spiętrzonych. Z procesami glacytektonicznymi wiąże się tu występowanie, wśród osadów plejstocénskich, kier lodowcowych (porwaków skał podłoża). Są nimi głównie ility plioceńskie. Utwory holoceńskie reprezentowane są na omawianym obszarze przez piaski, żwiry i namuły rzeczne, torfy, a także ility, mułki i kredę jeziorną.

Na obszarze arkusza Kcynia znajdują się (według stanu w 2005 r.) 4 udokumentowane złoża kopalin. Jest to złożo soli kamiennej „Wapno”, złożo gipsu i anhydrytu „Wapno”, złożo kredy jeziornej (z torfem jako kopaliną towarzyszącą) „Łekno” oraz maleńkie złożo piasków „Tarnowo Pałuckie” (w udokumentowanych granicach już praktycznie wyeksploatowane).

Złożo soli kamiennej w Wapnie zostało nawiercone po raz pierwszy w 1871 r. w odwiercie „Moszczenno” na głębokości 160 m. Pierwszy szyb sięgnął stropu zwierciadła solnego w 1912 r. Przy jego biciu, ze względu na silnie zawadzioną strefę nadkładu (czapy gipsowej), zastosowano nowatorską wówczas metodę zamrażania górotworu.

Wysad solny w Wapnie ma formę słupa przekroju w kształcie elipsy, której osie mają wymiary (na głębokości 400–500 m) około 900 i 400 m. Miąższość udokumentowanego złoża waha się od 776 do 845 m. W złożu występuje sól kamienna bardzo dobrej jakości, nie wymagająca oczyszczania do celów spożywczych.

Eksploatacja złoża była prowadzona metodą suchą, systemem komorowym. W dniu 5 sierpnia 1977 r. o godzinie 1.30 nastąpiła w kopalni „Wapno” (Kopalnia Soli im. T. Kościuszki), wskutek błędów w technice eksploatacji, katastrofa górnicza. W ciągu 15 minut do podziemnych wyrobisk wdarło się 30 000 m³ wody z nadkładu złoża. Kopalnia, która przed katastrofą wydobywała rocznie 500 tys. ton kopaliny i działała od 1917 r., przestała istnieć. Skutkiem katastrofy górniczej były także poważne szkody górnicze: uszkodzenie zabudowy centrum Wapna, linii kolejowej, także konieczność ewakuacji 1402 mieszkańców. Likwidacja kopalni pociągnęła za sobą dotkliwą degradację gospodarczą gminy Wapno. Zasoby złoża soli kamiennej „Wapno” zostały uznane za pozabilansowe (128 989 tys. ton w kat. C₂).

Złożo gipsu i anhydrytu „Wapno” występuje w czapie gipsowej permu wysadu solnego, w nadkładzie złoża soli „Wapno”. Jest to wietrzeniowe złożo rezydualne, które utworzyło się w efekcie rozpuszczania stropowej części słupa solnego w paleogenie, neogenie i plejstocenie. Złożo było użytkowane prawdopodobnie już we wczesnym średniowieczu. W czasach nowożytnych rozpoczęto jego eksploatację w 1828 r. Wydobywanie było prowadzone początkowo systemem odkrywkowym, a w latach 1904–1932 r. systemem podziemnym. Według dokumentacji geologicznej wykonanej w 1992 r. zasoby złoża wynoszą 7 683 tys. ton w kat. B, C₁ i C₂. Pomysł ponownego uruchomienia podziemnej kopalni gipsów w Wapnie (jako rekompensaty po likwidacji kopalni soli) nie został zrealizowany ze względów ekonomicznych (nieopłacalność), a także ze względu na zagrożenia górnicze (zawałowe i wodne) eksploatacji oraz zagrożenia dla środowiska (konieczność odwadniania, możliwość szkód górniczych).

W złożu „Łekno” rozpoznane zostały (w formie karty rejestracyjnej) w czterech polach, zasoby 1 299 tys. ton kredy jeziornej i 243 tys. ton torfów (jako kopaliny towarzyszącej). Eksploatacja prowadzona była w jednym polu w latach 1989–1992. Została zaniechana ze względu na nieopłacalność. Eksploatację tego złoża należy uznać za niecelową ze względu na ochronę gleb, położe-

nie na obszarze chronionego krajobrazu, niekorzystne skutki dla środowiska. Część złoża znajduje się ponadto na obszarze ochrony archeologicznej.

Koło Gołańczy, Laskownicy, Panigroza, Łekna i Niemczyna występują torfowiska (głównie niskie, z torfami mechowymi i turzycowiskowymi), które spełniają obecne kryteria bilansowości dla złóż torfu. W spagu torfów występują zwykle gytie. Na przeszkodzie eksploatacji większości omawianych złóż (a wcześniej podjęcia formalnych geologicznych prac rozpoznawczych) leżą istotne względy ekologiczne: ochrona reżimu wód powierzchniowych, ochrona łąkowych gleb, ochrona krajobrazu i przyrody. W tej sytuacji jedynie dwa niewielkie torfowiska (w rejonie Gołańczy i Łekna) zaliczono do obszarów prognostycznych.

Na obszarze arkusza, w rejonie Kcyni, eksploatowane były do 1980 r. iły ceramiki budowlanej. Są to plioceńskie mułki ilaste (iły poznańskie), występujące w postaci porwaków lodowcowych w glinach zwałowych. Obecnie ich wydobywanie prowadzone jest w złożu „Kcynia III”, tuż za granicą omawianego obszaru (na arkuszu Wyrzysk).

Na obszarze omawianego arkusza prowadzone były w latach 60. XX wieku poszukiwania mioceńskiego węgla brunatnego. Dały one negatywne wyniki złożowe. Negatywnymi wynikami zakończyły się również, prowadzone głównie w latach 70. i 80. ubiegłego wieku, poszukiwania złóż kruszyw naturalnych o wielkości zasobów spełniających ówczesne kryteria bilansowości. Nie wyklucza to jednak możliwości rozpoznania niewielkich złóż kruszyw na potrzeby lokalne.

Obszar arkusza Kcynia leży praktycznie poza międzynarodową i krajową siecią terenów chronionych ze względu na walory przyrodnicze i krajobrazowe. Niewielki fragment obszaru arkusza, w jego południowo-zachodnim narożu, obejmujący rynię połaniecko-wągrowiecką, wchodzi w obręb Obszaru Chronionego Krajobrazu Dolina Welny i Rynna Gołaniecko-Wągrowiecka. W rezerwacie przyrody „Grocholin” nad rzeką Kcynią objęto ochroną las łąkowy jesionowo-wiązowy i grąd niski. Status pomników przyrody ma 20 pomnikowych drzew i alej drzew (znajdujących się w większości w zabytkowych parkach dworskich) oraz głąz narzutowy (granitognejs) koło Oleszna.

Na omawianym obszarze interesujące są zabytki kultury materialnej. Wielką wartość ma m.in. zespół zabytków archeologicznych w rejonie Jeziora Łekneńskiego (Łekieńskiego). Pradziejowe artefakty dokumentują tu osadnictwo w schyłkowym paleolicie, mezolicie, neolicie, epoce brązu i epoce żelaza. Szczególnie interesujące są tu jednak pozostałości osadnictwa z wczesnego średniowiecza (500–1250 r. n.e.), obejmujące m.in. kolejne osady, grody oraz zespół klasztoru cysterskiego (Łekno, Klasztor). Z terenu arkusza Kcynia do rejestru zabytków wpisane zostały także pozostałości zamku w Gołańczy (pierwociny z XIV w.), liczne (głównie XIX-wieczne) dwory i zabytkowe kościoły.

Łekno leży na Europejskim Szlaku Cystersów. Przez omawiany obszar przebiegają także odcinki dwu krajoznawczych szlaków turystycznych. System jezior przepływowych, połączonych Strugą Gołaniecką i Nielbą, ma walory szlaku turystyki kajakowej. Poza nielicznymi gospodarstwami agroturystycznymi nie ma jednak na tym terenie rozwiniętej infrastruktury turystycznej i jest on mało turystycznie spopularyzowany.

Obszar objęty arkuszem Kcynia należy do rejonów o wysokiej kulturze rolnej. Główną funkcją i kierunkiem jego rozwoju jest i powinno być rolnictwo oraz wspomagający je przemysł rolno-spożywczy. Ważnym zadaniem na omawianym obszarze jest podniesienie stopnia zalesienia oraz poprawa czystości wód w jeziorach i działania przeciwko ich eutrofizacji. Do ważnych zadań należy także uporządkowanie gospodarki wodno-ściekowej (niemal wszystkie gospodarstwa są tu podłączone do sieci wodociągowej, lecz jedynie kilkanaście procent z nich jest skanalizowana), budowa oczyszczalni ścieków w Kcyni, likwidacja lokalnych ognisk zanieczyszczeń wód powierzchniowych i podziemnych oraz nielegalnych składowisk odpadów. Takie działania będą także sprzyjać rozwojowi turystyki krajoznawczej i agroturystyki.

W dyskusji brali udział: M. Nowak, G. Herman, A. Juszczak, W. Ślusarek i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 4 stycznia 2006 r.

Jerzy GĄGOL: Złoża kopalin i walory innych składników środowiska przyrodniczego na obszarze arkusza Mińsk Mazowiecki *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski* w skali 1:50 000

Obszar arkusza Mińsk Mazowiecki leży w województwie mazowieckim i obejmuje fragment pogranicza Równiny Wołomińskiej i Wysoczyzny Kałuszyńskiej. Pod względem geologicznym położony jest w obrębie niecki mazowieckiej, zbudowanej z utworów kredy, wypełnionej utworami paleogenu, neogenu i czwartorzędu. Na powierzchni występują niemal wyłącznie osady zlodowaceń środkowopolskich, utworzone w stadiale maksymalnym (Pilicy) zlodowacenia warty. Lokalnie odsłaniają się w postaci glaciektonicznych kier i wypiętrzeń plioceńskie iły i mułki z soczewkami piasków.

Na arkuszu Mińsk Mazowiecki znajduje się (wg stanu w 2004 r.) 8 udokumentowanych złóż kopalin. Wśród nich są 4 małe (o znaczeniu wyłącznie lokalnym) złoża kruszywa naturalnego (piaski ze żwirem i piaski), złoża glin zwałowych „Brzózce”, rozpoznane w kat. C₂ pod kątem produkcji kruszywa lekkiego, oraz 3 złoża iłów plioceńskich (iłów poznańskich), przydatnych do produkcji cienkościennej ceramiki budowlanej. Dwa z nich („Osęczyzna” i „Dobre”) rozpoznane są w kat. C₂, jedno — „Tade-

uszków–Rudzienko” — w kat. C₁. Jest to obecnie jedyne eksploatowane złoża na obszarze arkusza. Wydobycie roczne wyniosło w nim w 2004 r. 171 tys. m³ kopaliny. Pod względem wielkości wydobywania była to druga w kraju kopalnia surowców ceramiki budowlanej. Na miejscu produkowane są poryzowane pustaki ceramiczne Porotherm. Złoża użytkuje firma Wienerberger Ceramika Budowlana Sp. z o.o. Pozostałe 2 złoża omawianych iłów, „Osęczyzna” i „Dobre”, choć znacznie mniejsze, na pewno też wzbudzą w przyszłości zainteresowanie gospodarcze.

Na obszarze arkusza prelegent wskazał obszary perspektywiczne dla poszukiwań złóż kruszyw naturalnych na potrzeby lokalne i jeden obszar rokujący perspektywy dla rozpoznania złóż iłów do produkcji ceramiki budowlanej.

Na obszarze arkusza znajduje się 6 krajobrazowych, zabytkowych parków podworskich, 26 pomników przyrody żywej (pojedyncze drzewa pomnikowe i grupy drzew) oraz projektowany rezerwat krajobrazowy „Torfisko”. Celem utworzenia tego rezerwatu jest ochrona jeziora z otaczającymi go biotopami i chronionymi gatunkami roślin naczyniowych oraz ochrona zwierząt (ptaków lęgowych, zalatujących i żerujących). Na obszarze arkusza zaznaczono także 15 stanowisk archeologicznych i 14 obiektów architektonicznych wpisanych do rejestru zabytków.

Główną funkcją i kierunkiem rozwoju omawianego obszaru jest i powinno być rolnictwo oraz wspomagający je przemysł rolno-spożywczy. Zdecydowanej poprawy wymaga gospodarka wodno-ściekowa i gospodarka odpadami. W gminach, na omawianym obszarze, nie ma dotąd kanalizacji, a oczyszczalnia ścieków i wysypisko odpadów w Mińsku Mazowieckim przekraczają normy ochrony środowiska.

W dyskusji brali udział: M. Nowak, G. Herman, W. Ślusarek, T. Wróblewski, A. Romanek i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 18 stycznia 2006 r.

Marcin KOS, Ewa WRÓBLEWSKA: Zaburzenia układu hydroizohips jako odwzorowanie uskoku na przykładzie Czekarzewic

W ramach prac realizowanych przez Pracownię Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Oddziału Świętokrzyskiego Państwowego Instytutu Geologicznego w Kielcach w roku 2005 opracowano *Mapę hydrogeologiczną Polski 1:50 000*, ark. Lipsko — Pierwszy poziom wodonośny — występowanie i hydrodynamika.

Obszar arkusza Lipsko leży na styku północno-wschodniego mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i niecki lubelskiej. Teren badań zbudowany jest z monoklinalnie zapadających ku północnemu wschodowi warstw jury i kredy. Ten monoklinalny układ warstw jest zaburzony sfałdowaniami i strefami dyslokacyjnymi.

Na terenie arkusza Lipsko pierwszy poziom wodonośny rozwinięty jest w węglanowych skałach jury i kredy. W południowo-zachodniej części arkusza poziom wodonośny związany jest z wapieniami jury górnej, w centralnej i południowo-wschodniej części z opokami i marglami kredy górnej. Na przeważającej części omawianego obszaru zwierciadło wody zalega poniżej 20 m p.p.t., miejscami nieco powyżej 20 m p.p.t. Ma ono zwykle charakter swobodny, rzadko lokalnie napięty.

Podczas realizacji arkusza Lipsko MhP — *Mapy Pierwszego Poziomu Wodonośnego* wykonano ponad 100 pomiarów położenia zwierciadła wody w studniach kopanych i wierconych znajdujących się na jego obszarze. W okolicach miejscowości Czekarzewice, a dokładniej niewielkiego przysiółka Iwanówka, znajdującego się na NE od Czekarzewic stwierdzono, że zwierciadło wód podziemnych górno-kredowego poziomu wodonośnego występuje tu znacznie głębiej (32–39 m a nawet 43 m p.p.t.) niż na terenach sąsiednich. Skonstruowana mapa powierzchni piezometrycznej wykazała istnienie strefy liniowego zdepresjonowania zwierciadła wód podziemnych w tym rejonie. Wskazuje to na istnienie lokalnej strefy drenażu wód podziemnych, która nie jest związana ani z drenażem naturalnym (rzeki) ani też z drenażem sztucznym (np. pracujące ujęcie wód podziemnych). Po nałożeniu wykonanej mapy hydroizohips na szkic geologiczny odkryty ark. Lipsko *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski* w skali 1:50 000 okazało się, że opisywana strefa drenażu lokalnego pokrywa się dokładnie z wykartowanym w tym samym miejscu uskokiem biegnącym w kierunku doliny rzeki Kamiennej. Tak więc, przy okazji prowadzenia badań terenowych, wykryto lokalne zaburzenie układu hydroizohips, które odwzorowało i potwierdziło występowanie uskoku o charakterze drenującym wody podziemne.

W dyskusji brali udział: Z. Kowalczewski, G. Herman, A. Romanek i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 25 stycznia 2006 r.

Jan MALEC, Piotr GLINIĄK, Maria KULETA, Sylwester SALWA, Zbigniew SZCZEPANIK, Andrzej URBANIEC, Aleksander WILK, Stanisława ZBROJA: **Budowa geologiczna paleozoiku zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w rejonie Skarżysko-Kamienna–Przysucha**

Obszar zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich uważany jest za perspektywiczny w poszukiwaniach węglowodorów. W podłożu mezozoicznym tego rejonu, występuje kilka kompleksów skał paleozoicznych o stosunkowo wysokiej zawartości materii organicznej. Zostały one wstępnie rozpoznane pod kątem macierzystości substancji bitumicznych w obrębie paleozoiku świętokrzyskiego, którego struktury tektoniczne „zanurzają się” w kierunku północno-zachodnim pod utwory mezozoiku.

W ostatnim okresie, zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich znalazło się w kręgu zainteresowań przemysłu naftowego. Nawiązana została współpraca Biura Geologicznego „Geonafte” w Krakowie i „Geofizyka” Kraków z Oddziałem Świętokrzyskim PIG w Kielcach w celu rozpoznania głębszej budowy geologicznej tego obszaru.

W pierwszym etapie badań, na obszarze obejmującym ponad 200 km² powierzchni, wykonano 13 profili sejsmicznych, dla określenia stylu budowy i głębokości zalegania podłoża podpermskiego, na zupełnie nie rozpoznanym dotychczas obszarze. Ciągi profili sejsmicznych wykonano w sieci przebiegającej w dwóch prostopadłych kierunkach (SW–NE i NW–SE), oddalonych od siebie przeciętnie o 2–4 km. Najkrótszy, i zarazem najbardziej skrajny od wschodu profil, o kierunku SW–NE oddalony jest o około 5 km na zachód od wychodni paleozoiku Gór Świętokrzyskich. Najdłuższe profile o tym kierunku, usytuowane we wschodniej części obszaru badań, mają długość do 35 km. Pozostałe profile mają od 18 do 28 km.

Profile te, wykonane zostały w przybliżeniu prostopadle do rozciągłości struktur paleozoicznych Gór Świętokrzyskich, natomiast ciągi o kierunku NW–SE przebiegają prawie równolegle do ich biegu.

Dla każdego profilu przeprowadzono szczegółową interpretację głębszej budowy geologicznej i struktur tektonicznych, sprawdzając jednocześnie poprawność naniesionych danych na profilach prostopadłych do analizowanego profilu. Na podstawie analizy zapisu sejsmicznego, na wszystkich profilach wyróżniono obecność dwóch pięter strukturalnych: starszego — podpermskiego i młodszego — permo-mezozoicznego. Granica między nimi jest wyraźnie czytelna na wszystkich analizowanych profilach sejsmicznych. Przebiega ona wzdłuż powierzchni odgraniczającej niemal poziomo leżące osady permu, o prawie jednolitym wykształceniu litologicznym na całym obszarze — od utworów starszego piętra strukturalnego. Na większości poprzecznych profili sejsmicznych, struktury paleozoiczne kontaktują z osadami pokrywy permo-mezozoicznej z wyraźnie widoczną, mniejszą lub większą niezgodnością kątową. Na profilach tych, zlokalizowanych bliżej wychodni paleozoiku świętokrzyskiego, rozgraniczenie permo-mezozoiku od starszego podłoża jest dobrze widoczne. Pod utworami permu, są bardzo dobrze czytelne struktury budujące paleozoik Gór Świętokrzyskich, w szczególności będące przedłużeniem zachodniej części regionu łysogórskiego, w tym synkliny bodzentyńskiej i antykliny Bronkowic. Na niektórych odcinkach profili wykonanych w kierunku NW–SE, zlokalizowanych dalej na zachód od cokołu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, rozgraniczenie pokrywy permsko-mezozoicznej od starszego podłoża jest mniej czytelne. Wiąże się to z obecnością na tych obszarach pełniejszych sekwencji utworów młodo-paleozoicznych, najprawdopodobniej z karbońskimi włącznie, które graniczą ze spągami permu prawie penakordantnie.

W obrębie piętra podpermskiego widoczne są zróżnicowane sygnały sejsmiczne, o różnej czytelności, dłuższym lub krótszym przebiegu i występujące na różnych głębokościach. Najsilniejszy z nich, który stwierdzono we wszystkich profilach, jest związany najprawdopodobniej z grubym kompleksem skał węglanowych. Może on odpowiadać występującym w regionie łysogórskim dolomitom warstw wojciechowickich. Także w najniższych częściach analizowanych profili o kierunku NE–SW, występują silne zespoły sygnałów sejsmicznych. Bardzo prawdopodobne, że odpowiadają one skałom starszego paleozoiku.

Na podstawie zapisu sygnałów sejsmicznych wyróżniono główne horyzonty stratygraficzne w obrębie podłoża podpermskiego i w pokrywie permsko-mezozoicznej. Ustanowione na badanym obszarze wydzielenia litostratygraficzne mogą odbiegać swą charakterystyką od ich odpowiedników znanych z profili stratotypowych. Dotyczy to zwłaszcza utworów podłoża podpermskiego, nierozpoznanych dotychczas na tym obszarze. W niektórych rejonach mogą one różnić się wykształceniem facjalnym i miąższością, od równowiekowych osadów występujących na pobliskim obszarze Gór Świętokrzyskich.

W podpermskim podłożu wydzielono 6 głównych jednostek litostratygraficznych, obejmujących skały o wieku od późnego syluru do wczesnego karbonu: jedną w górnym sylurze, cztery w dewonie i jedną w karbonie. Przedstawiono ich charakterystykę lito- i biostratygraficzną. Jako horyzont odniesienia przyjęto bardzo wyraźny zapis sygnału sejsmicznego związanego ze stropową powierzchnią grubego kompleksu węglanowego, odpowiadającego prawdopodobnie eifelskim dolomitom warstw wojciechowickich z regionu łysogórskiego. W rozpoznawaniu pozostałych utworów podpermskich leżących poniżej i powyżej dolomitów, wykorzystano dane o wykształceniu litostratygraficznym paleozoiku na obszarze Gór Świętokrzyskich i dewonu w otworze Ostalów 1.

W pokrywie permsko-mezozoicznej wyróżniono także 6 głównych jednostek litostratygraficznych: jedną obejmującą cały perm, cztery w triasie i jedną dla utworów jury. W obrębie wyróżnionych jednostek scharakteryzowano lito- i biostratygrafię wszystkich wydzieleni o podrzędnej randze wchodzących w ich skład. Wydzielono je na podstawie danych pochodzących z głębokich otworów wiertniczych zlokalizowanych na obrzeżach badanego obszaru, z profilem otworu Nieświń PIG 1 na czele, w którym dobrze rozpoznano sekwencję osadów permo-mezozoiku.

Wyróżnione na obszarze badań starsze, podpermskie piętro strukturalne, charakteryzuje się znaczną zmiennością przebiegu i natężenia wyróżnionych w jego obrębie charakterystycznych sygnałów oraz dużym zróżnicowaniem ich orientacji przestrzennej. Powszechnie występujące strome sygnały odpowiadają najprawdopodobniej powierzchniom poprzecznych i podłużnych usko-

ków o charakterze przesuwczym i przesuwczo-zrutowym. Przecinają one osady paleozoiczne i rozbijają je na bloki o różnym stopniu skomplikowania budowy wewnętrznej każdego z nich. W obrębie poszczególnych bloków, widoczne są często sygnały odpowiadające prawdopodobnie uskokom nasuwczym oraz sygnały wskazujące na obecność fałdów o przebiegu zmieniającym się w miarę oddalania od wychodni paleozoiku świętokrzyskiego. W części wschodniej obszaru badań wykazują one rozciągłość WNW–ESE (kierunek świętokrzyski), a w części zachodniej skręcają na NW–SE (kierunek środkowopolski). Wyinterpretowane na obszarze badań struktury tektoniczne są przedłużeniem głównych elementów strukturalnych widocznych w obrębie paleozoiku regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich.

W obrębie młodszego, znacznie mniej zaburzonego tektonicznie piętra strukturalnego, pierwszoplanową rolę odgrywają uskoki. Podobnie jak w skałach starszych, tak i tutaj tworzą one sieć zbudowaną z uskoków podłużnych (o przebiegu NW–SE) oraz poprzecznych (o przebiegu NE–SW). Część z tych nieciągłości ma charakter pierwotny ale większość z nich jest wynikiem reaktywacji starszych założeń tektonicznych występujących w podłożu paleozoicznym obszaru badań. Do grupy tej należą także występujące w NE części obszaru badań, wyraźnie czytelne uskoki: Kamiennej i Skrzynna. Charakteryzują się one rozciągłością NW–SE oraz stromym zapadaniem powierzchni powłokowej, sugerującej przesuwczy charakter tych nieciągłości. Dyslokacje te obniżają schodowo ku NE położenie odpowiadających sobie kompleksów skalnych.

Widoczne w skałach permsko-mezozoicznych szerokopromienne ugięcie warstw ma charakter kopuły. Jej powstanie wiązać należy najprawdopodobniej ze zrębowym wypiętrzaniem podłoża paleozoicznego terenu badań, któremu towarzyszyło ugięcie osadów pokrywy oraz rozwój licznych uskoków (szczególnie w brzeżnych częściach obszaru podnoszonego). W strefach wygasania uskoków, w obrębie osadów nadkładu, można niekiedy obserwować na przedłużeniach nieciągłości, fleksuralne wygięcie warstw skalnych.

W dyskusji brali udział: A. Romanek, M. Studencki, J. Gągół i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 1 lutego 2006 r.

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

Obszar arkusza Drezdenko *Mapy hydrogeologicznej Polski* obejmuje fragmenty dwóch regionów hydrogeologicznych: pomorskiego i wielkopolskiego z subregionem Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. W obydwu regionach, wody podziemne o znaczeniu użytkowym występują w piaszczysto-żwirowych utworach czwartorzędowych oraz piaszczystych utworach neogeńskich. Cały obszar arkusza leży w obrębie zlewni rzeki Noteci, prawobrzeżnego dopływu Warty.

Piętro czwartorzędowe występuje powszechnie na całym obszarze arkusza i najczęściej odgrywa rolę głównego piętra wodonośnego. W jego obrębie stwierdzono występowanie trzech poziomów: poziomu wód gruntowych, międzyglinowego i podglinowego, wykazujących odrębność hydrostrukturalną.

Poziom wód gruntowych związany jest z piaszczysto-żwirowymi utworami rzecznyymi holocenu i wodnolodowcowymi osadami zlodowacenia północnopolskiego występującymi w pradolinie Noteci, w sandrze Drawy oraz w kopalnej dolinie w rejonie miejscowości Radowo–Drawiny. Poziom ten jest rozprzestrzeniony w południowej i wschodniej części arkusza. W obrębie Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej i sandru Drawy miąższość osadów wodonośnych wynosi 10–30 m. Na północ od krawędzi pradoliny Noteci, w szerokiej kopalnej dolinie, podścielonej osadami neogeńskimi, miąższość piaszczystych osadów czwartorzędu sięga od 20 do 94 m. Przebieg i geneza paleodoliny nie są dostatecznie rozpoznane. Parametry hydrogeologiczne poziomu wód gruntowych w dolinie Noteci i w sandrze Drawy są zróżnicowane ze względu na zmienność wykształcenia litologicznego i obecność wkładek pylastych. Wydajności potencjalne otworów studziennych wynoszą najczęściej 30–50 i 10–30 m³/h, a niekiedy nie przekraczają 10 m³/h. Lokalnie są wyższe i wynoszą 50–70 m³/h, a nawet 70–120 m³/h. Poziom wód gruntowych występujący w czwartorzędowych osadach Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej został zakwalifikowany jako główny zbiornik wód podziemnych, GZWP nr 138 Toruń-Eberswalde (Noteć). W obrębie arkusza znajduje się zachodni fragment tego zbiornika. Są to przeważnie wody o średniej jakości, zawierające podwyższone zawartości żelaza i manganu. Miejscami wody te są zanieczyszczone (azotany i siarczany).

Międyglinowy poziom wodonośny występuje w piaszczystych osadach zlodowaceń północnopolskiego i środkowopolskich na obszarze wysoczyznowym w północnej i północno-zachodniej części arkusza. Często poziom ten jest dwuwarstwowy (warstwa górna i dolna). Górną (płytszą) warstwę międzyglinową reprezentują osady piaszczyste różnej frakcji zaliczane do osadów fluwioglacjalnych zlodowacenia północnopolskiego. Miąższość warstwy wodonośnej wynosi ok. 4–10 m. Warstwa ta nie jest ujęta żadnym otworem studziennym. Przykryta jest glinami o grubości od kilku do 15 m. Dolna (głębsza) warstwa międzyglinowa występuje w piaskach i żwirach wodnolodowcowych zlodowacenia środkowopolskiego. Przykryta jest nieciągłą pokrywą glin piaszczystych zlodowaceń północnopolskich o miąższości od kilku do 30 m. Miąższość osadów wodonośnych waha się w prze-

dziale 2–40 m. Zmienne wykształcenie litologiczne warunkuje zróżnicowanie parametrów hydrogeologicznych. Wydajności studni wynoszą 30–70 i 10–30 m³/h, a niekiedy 70–120 m³/h. Poziom ten ma podstawowe znaczenie jako zbiornik wód podziemnych na obszarach wysoczyznowych. Międzyglinowy poziom wodonośny został wskazany jako główny zbiornik wód podziemnych, GZWP nr 136 Dobiegniew. Jakość wody oceniono jako średnią (z uwagi na podwyższone zawartości żelaza i manganu) i dobrą (z niewielkimi przekroczeniami żelaza i manganu). Lokalnie stwierdzono ponadnormowe zawartości amoniaku.

Podglinowy poziom wodonośny występuje w piaszczystych osadach zlodowaceń południowopolskich lub interglacjału mazowieckiego. Miąższość piaszczystych osadów sięga 10–40 m. Poziom podglinowy w kopalnych dolinach jest bardzo słabo rozpoznany.

Neogeńskie piętro wodonośne jest rozpoznane i użytkowane w południowej i wschodniej części terenu omawianego arkusza. Na pozostałym obszarze, dość płytko, występujące utwory neogeńskie nie zostały zbadane w aspekcie hydrogeologicznym. Reprezentuje je poziom mioceński, który stanowią drobnoziarniste piaski. Poziom ten (występujący na głębokości ok. 90–120 m p.p.t.) jest oddzielony od piętra czwartorzędowego warstwą mułków i ilów o zróżnicowanej miąższości. Miąższość osadów wodonośnych wynosi około 25 m. Wydajności otworów studziennych wynoszą przeważnie 50–70 m³/h. Mioceński poziom wodonośny jedynie w rejonie Drezdenka został uznany jako główny poziom użytkowy. Na pozostałym obszarze zakwalifikowano go jako podrzędny, ze względu na brak dostatecznego rozpoznania hydrogeologicznego. Są to wody o niskiej jakości (o czym decyduje ich barwa), średniej i dobrej jakości (z nieznacznymi przekroczeniami zawartości żelaza i manganu).

Przeważające tereny występowania głównych użytkowych poziomów wodonośnych uznano za obszary o średnim stopniu zagrożenia jakości wód podziemnych. Zakwalifikowano do tej grupy obszar występowania poziomu gruntowego, pozbawionego izolacji, w kopalnej dolinie ciągnącej się od Radowa do Drawin. Jest to teren o ograniczonej dostępności (obszar chronionego krajobrazu, kompleks leśny, strefa ochronna ujęcia wód podziemnych), na którym nie występują ogniska zanieczyszczeń. Do tej grupy zakwalifikowano również obszary o średniej odporności poziomu czwartorzędowego (przy miąższości osadów słabo przepuszczalnych rzędu 15–30 m) z rozproszonymi obiektami o niewielkiej uciążliwości dla środowiska.

Tereny występowania zwartej pokrywy słabo przepuszczalnych glin, na których nie ma zlokalizowanych ognisk zanieczyszczeń, uznano za obszary o niskim stopniu zagrożenia jakości wód podziemnych. Obszarem o bardzo niskim stopniu zagrożenia wód podziemnych uznano rejon, w którym mioceński poziom wodonośny jest izolowany warstwą mułków i ilów o miąższości około 70–90 m, chroniących wody podziemne przed infiltracją zanieczyszczeń z powierzchni terenu.

Rozległa pradolina Noteci została uznana jako obszar o wysokim stopniu zagrożenia. Płytko występujący poziom wód gruntowych pozbawiony jest izolacji stropowej. Jego odporność na zanieczyszczenie jest niska. Znajduje się tu zwarta zabudowa miejsko-przemysłowa Drezdenka i częściowo Krzyża Wlkp. Obszary o wysokim stopniu zagrożenia wydzielono również lokalnie w rejonie miejskiej zabudowy Dobiegniewa i w sąsiedztwie nieczynnych już obecnie gospodarstw rolnych w Rolewicach i Wołogoszczu, gdzie obserwowano już antropogeniczne skażenie amoniakiem wód podziemnych. W obszarach tych istnieje możliwość szybkiej migracji zanieczyszczeń z powierzchni terenu do użytkowych poziomów wodonośnych.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 8 lutego 2006 r.

Jan MALEC: **Piaskowce gruboławicowe kambru z rejonu Świętego Krzyża i Nowej Słupi**

W środkowej części pasma głównego, w okolicy Świętego Krzyża i Nowej Słupi utwory kambru reprezentowane są przez fałę gruboławicowych piaskowców kwarcytowych należących do formacji piaskowców z Wiśniówki. Na obszarze tym występują liczne odsłonięcia warstw piaskowcowych obejmujące profile o miąższości od kilku do kilkunastu metrów. Najlepiej odsłonięte i najdłuższe sekwencje piaskowców znajdują się w pobliżu klasztoru i na wschodnim skraju masywu Łysej Góry. Starsze z nich odsłaniają się na Świętym Krzyżu, młodsze, na zachodnim krańcu Nowej Słupi.

Święty Krzyż. W rejonie Świętego Krzyża prześledzono wychodnie gruboławicowych piaskowców kwarcytowych, położone bezpośrednio na wschód od zabudowań klasztornych. Występuje tam ponad 7 metrowy profil utworów kambru o rozciągłości i upadzie warstw 103/50 N. Jego dolną część tworzy około 1 metrowej miąższości fragment ławicy bez widocznych wewnętrznych struktur sedymentacyjnych. Wzdłuż powierzchni amalgamacji graniczy on w stropie z około 3 metrowej grubości piaskowcami kwarcytowymi zawierającymi kilka powierzchni amalgamacji. Na stropowej powierzchni ostatniej z nich, leżą dwie ławice o zmiennej grubości, z horyzontalnie rozmieszczonym materiałem kwarcowym, z których dolna ma 18–20 a górna 50–65 cm. Bezpośrednio powyżej leży ławica o wielkoskalowym warstwowaniu przekątnym, zmiennej miąższości, która na odcinku 2 metrów zmniejsza swoją grubość od 80 do 50 cm. Wyżej w profilu leżą ławice o zmiennej obocznej miąższości, od kilkunastu do 60 cm. Część z nich ulega wyklinowaniu. Ławice rozdzielone są gładkimi powierzchniami amalgamacji o falistym przebiegu, z deniwelacjami do kilkunastu centymetrów. Materiał piaszczysty budujący warstwy leżące powyżej ławicy o warstwowaniu przekątnym

wykazuje słabo widoczną poziomą laminację. Na stropowej, falistej powierzchni jednej z ławic o około 25–30 cm grubości (około 30 cm powyżej stropu ławicy o warstwowaniu wielkoskalowym), występują charakterystyczne formy struktur wirowych.

Nowa Słupia. W okolicy Nowej Słupia, badano utwory kambru odsłaniające się na wschodnim zboczu Łysej Góry, po obu stronach drogi (traktu królewskiego) prowadzącej na Święty Krzyż. Na obszarze tym wychodnie piaskowców kwarcytowych występują w postaci odizolowanych ławic lub zespołów ławic o grubości od kilku do ponad 10 m. Pomiedzy wychodniami, pod cienką zwietrzeliną znajdują się również gruboławicowe serie piaskowców kwarcytowych o miąższości od 1 do 15 m, które lokalnie odsłaniają się w postaci 0,5–1 metrowych fragmentów ławic.

Po południowej stronie drogi, widoczny profil gruboławicowych piaskowców liczy ponad 90 m miąższości. Odsłonięte serie piaskowcowe tworzą duże, zwarte bloki skalne, które rozciągają się w przedziale azymutu 95–99°, przy zakresie kątów upadu 50–58° na północ. Są one złożone na ogół z jednej lub dwóch, rzadziej kilku ławic rozdzielonych powierzchniami erozyjnymi. Wzdłuż tych powierzchni poszczególne ławice bardzo ściśle do siebie przylegają. W przekroju prostopadłym do uławicenia, powierzchnie te mają na ogół prostoliniowy lub słabo zafalowany zarys. Powierzchnie międzyławicowe są w większości przypadków gładkie, tworząc łagodne formy wypukłe lub nieckowate, rozprzeszczerzone na kilkumetrowych odcinkach, o deniwelacjach od kilkunastu do 20 cm. W obrębie niektórych, dobrze odsłoniętych spagowych powierzchni występują odlewy prądowych rynien erozyjnych o nierównym reliefie, szerokości 20–30 cm i głębokości do 20 cm. W większości badanych bloków skalnych nie zaobserwowano obecności wewnątrzławicowych struktur sedimentacyjnych. Jedynie w stropowej części jednej ławicy o grubości ponad 5 m stwierdzono poziomą laminację materiału piaszczystego. W omawianym kompleksie występuje łącznie 9 bloków skalnych o miąższości od 2 do 11 m. Maksymalna grubość ławic piaskowcowych dochodzi w nich do 5–11 m. Tylko w górnej części omawianej sekwencji, w obrębie 6 metrowego kompleksu piaskowcowego występują cieńsze ławice o miąższości od 1 do 2 m.

Obserwacje petrograficzne wykonane w obrębie jednego z kompleksów skalnych (o ponad 8 metrowej grubości) wskazują, że są to drobnoziarniste arenity kwarcowe, dobrze i bardzo dobrze wysortowane, o przeciętnej średnicy ziarn kwarcu w granicach 0,17–0,19 mm, maksymalnej do 0,45 mm. Ziarna kwarcu wykazują różny stopień obtoczenia, stykają się ze sobą lub rzadziej — kontaktują poprzez cienkie laminki substancji ilastej występującej głównie w małych zagłębieniach pomiędzy ziarnami. Stosunkowo powszechne są blaszki łyszczyków, które często ułożone są prawie równolegle względem siebie. Występujące w formie rozproszonej minerały ciężkie, liczniejsze są w części spagowej kompleksu.

Po północnej stronie drogi wiodącej na Święty Krzyż, na przestrzeni ponad 100 m występują odizolowane kompleksy skalne złożone z piaskowców kwarcytowych gruboławicowych. W widocznej tam ponad 55 metrowej sekwencji kambru, odsłaniają się 4 bloki piaskowcowe o miąższości od 2 do 10 m, biegu i upadzie 70–81/50–63 N, oddzielone od siebie 5–15 metrowymi odcinkami profilu, przykrytymi cienką zwietrzeliną, spod której wystają fragmenty gruboławicowych piaskowców. Największy jednolity blok skalny złożony jest z ławicy o grubości około 7 metrów, bez widocznego spagu, w obrębie którego obecnych jest kilka wewnątrzławicowych powierzchni erozyjnych. Powierzchnie te są lekko pofalowane o deniwelacjach dochodzących do 10 cm.

Poniżej jednej z powierzchni oddzielności, na odcinku około 30 cm widoczna jest pozioma laminacja materiału piaszczystego. Jej obecność podkreślona jest ciemniejszymi, cienkimi smugami wzbogaconymi najprawdopodobniej w minerały ilaste, ciężkie i łyszczyki. Z nadległą laminą o jaśniejszej barwie, tworzą one charakterystyczne zestawy lamin o malejącej grubości ku stropowi ławicy. W odległości około 16 cm od stropu, zestaw lamin ma grubość około 1,7 cm. Kolejne, leżące powyżej są coraz cieńsze, dochodząc do grubości około 0,4 cm poniżej powierzchni oddzielności. Poszczególne zestawy rozpoczynają się depozycją lamin jaśniejszych — o grubszym ziarnie, po których następowała sedimentacja drobniejszej frakcji w postaci cienkiej laminacji o ciemniejszej barwie.

W serii piaskowcowej odsłoniętej w niższej części omawianego profilu występuje około 6 metrowy kompleks piaskowcowy o grubości ławic od 80 do 115 cm. Część z nich graniczy ze sobą wzdłuż powierzchni erozyjnych o dużych deniwelacjach dochodzących do 35 cm na odcinku kilku metrów. Na spagowych powierzchniach ławic widoczne są odlewy erozyjnych struktur prądowych wytworzonych przez prądy o dużej energii. Struktury te wykształcone są w postaci odlewów mis erozyjnych o średnicy ponad 1 metra i głębokości około 20–25 cm, z wyraźnymi podłużnymi smugami piaszczystymi i dużymi jamkami wirowymi, wskazującymi na transport piaszczystego materiału głównie z zachodu na wschód. Innym rodzajem struktur prądowych na spagowych powierzchniach piaskowców są odlewy podłużnych grzbietów i bruzd, o wysokości i szerokości do kilku centymetrów. Także i w tym przypadku, prądowe struktury erozyjne wskazują na taki sam kierunek transportu materiału piaszczystego.

Badania mikroskopowe wykonano w obrębie dwóch kompleksów skalnych o około 6 i 10 m miąższości. W pierwszym z nich, jedną z ławic o ponad 1 m grubości tworzą drobnoziarniste arenity kwarcowe, dobrze i bardzo dobrze wysortowane o przeciętnej średnicy ziarn kwarcu 0,12 mm, maksymalnej 0,25 mm, słabo- lub nieobtoczonych. W stropowej części ławicy o poziomej laminacji, stosunkowo liczne są łyszczyki, których imbrakcyjne ułożenie wskazuje kierunek płynącego prądu. W tej samej części ławicy widoczna jest charakterystyczna, nieregularna falista mikrolaminacja materiału detrytycznego, podkreślona pofalowanym ułożeniem całych i połamanych blaszek łyszczyków, z nielicznymi minerałami ciężkimi. Kompleks piaskowcowy o 10 metrowej grubości, utworzony jest z drobnoziarnistych arenitów kwarcowych, dobrze i bardzo dobrze wysortowanych. Ziarna kwarcu o przeciętnej średnicy około 0,16, maksymalnej 0,25 mm, wykazują różny stopień obtoczenia lub jego brak, na ogół ściśle do siebie przylegają. W stropowej części kompleksu o widocznej makroskopowo laminacji poziomej, w obrazie mikroskopowym zwraca uwagę charakterystyczna mikrolaminacja materiału detrytycznego w postaci mniej lub bardziej pofalowanych lamin wzbogaconych w blaszki łyszczyków i podrzędnie w minerały ciężkie.

Kierunek paleotransportu materiału okrucowego. Pomiedzy Świętym Krzyżem a Nową Słupią, przemieszczanie materiału piaszczystego odbywało się z zachodu na wschód. Świadczą o tym kierunkowe wskaźniki transportu w postaci odlewów ero-

zyjnych struktur prądowych, występujących na spagowych powierzchniach grubych ławic piaskowców kwarcytowych z rejonu Nowej Słupi oraz kierunek ułożenia lamin piaszczystych w dużym riplemarku prądowym, warstwowanym przekątnie w dużej skali z rejonu Świętego Krzyża. Materiał terygeniczny transportowany był w postaci wysokogęstościowych prądów zawieszonych o dużej energii.

Z kierunku rozprowadzania osadów wynika, że rejon głównej dystrybucji osadów piaszczystych na obszar głębokomorskiego stożka znajdował się na zachód od Świętego Krzyża, najprawdopodobniej pomiędzy Łysicą a Łysą Górą. W sposób pośredni może o tym świadczyć największa miąższość facji piaskowców gruboławicowych występująca w tej części pasma głównego. Rozprowadzanie osadów piaszczystych odbywało się poprzez system rozgałęzionych i splecionych kanałów, odchodzących od kanału centralnego usytuowanego u wylotu podmorskiego kanionu. Ich rozkład był prawdopodobnie zbliżony do radialnego o czym świadczy obecność kanałów z seriami gruboławicowych piaskowców z rejonu Nowej Słupi, których osie w tej części zbiornika skierowane były ogólnie na wschód.

Niektóre partie profilu gruboławicowych piaskowców kambru z tej części pasma głównego reprezentują najprawdopodobniej utwory powstałe na zewnętrznych obrzeżach kanałów, w wyniku przelania się przez jego brzegi materiału piaszczystego z dużą prędkością. Mogą do nich należeć piaskowce ze strukturami wirowymi, odsłaniające się na wschód od zabudowań klasztornych na Świętym Krzyżu.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 15 lutego 2006 r.

Jan MALEC: **Struktury wirowe w utworach kambru z rejonu Świętego Krzyża i Wiśniówki**

Do istotnych wskaźników pozwalających bliżej zdefiniować środowisko sedymentacji osadów formacji piaskowców z Wiśniówki, należą struktury wirowe. Są to różnej wielkości formy przestrzenne utworzone z materiału piaszczystego lub piaszczysto-mułowego, powstałe w wyniku ruchu wirowego wody. Mniejsze z nich stwierdzono w profilu Wiśniówki, większe w rejonie Świętego Krzyża. Pomimo różnych rozmiarów i kształtów, mają one wspólne cechy genetyczne. Występują bowiem w stropowej lub bezpośrednio nad stropową częścią warstw, z którymi związane są tym samym aktem depozycyjnym. W rejonie Wiśniówki struktury te obecne są w osadach facji mułowcowo-piaskowcowej ze strukturami deformacyjnymi i osuwiskowymi, natomiast na Świętym Krzyżu, w obrębie facji piaskowców gruboławicowych.

W rejonie Świętego Krzyża, na stropowej, falistej powierzchni jednej z ławic o około 25–30 cm grubości (około 30 cm powyżej stropu ławicy o warstwowaniu wielkoskalowym), występują charakterystyczne formy sedymentacyjne, w postaci półkulistych buł piaskowcowych o średnicy około 45 cm i wysokości do 20 cm. Na ich zewnętrznej powierzchni widoczne są koncentryczne zgrubienia („pierścienie”) lub smugi biegnące równolegle względem siebie. Najgrubsze „pierścienie” (do 0,5 cm wysokości), występują w dolnej części buł, do około 10 cm od ich spagu. Grubsze „pierścienie” rozmieszczone są w odległości 2–2,5 cm od siebie i oddzielone koncentrycznymi płytkimi rowkami o głębokości do 0,5 cm. W górnej części omawianych struktur pierścienie mają coraz mniejszą grubość, a w najwyższej — są prawie niewidoczne. Na stropowej powierzchni ławicy, wokół bulastych form występują wyraźnie widoczne dwa koncentryczne wałkowate zgrubienia (pierwsze z nich o wysokości 0,8 cm, drugie 0,5 cm). W przekroju poprzecznym, mają one zarys spłaszczonego trójkąta o podstawie około 5 cm, z łagodnie pochylonymi dwoma bokami. Wyższe zgrubienie znajduje się w odległości około 5 cm od dolnej krawędzi formy bulastej, natomiast niższe jest od niej oddalone o około 15 cm.

Zachodzi duża analogia w pionowym następstwie struktur sedymentacyjnych tworzących ławice leżące bezpośrednio poniżej struktur wirowych w profilu Świętego Krzyża i Wiśniówki, przy dużej dysproporcji w ich wielkości. Zróznicowanie ich rozmiarów jest pochodną siły prądu niosącego osad terygeniczny. W profilu Świętego Krzyża, ponad grubą (co najmniej 4 metry) dolną częścią ławicy (spąg jest niewidoczny), odpowiadającą elementowi Ta Boumy, występują dwie ławice o łącznej grubości 68–85 cm, z warstwowanym horyzontalnie materiałem kwarcowym, które są analogiem elementu Tb Boumy. Wyższa część sekwencji turbidytowej złożona jest tam z elementu Tc o zmiennej grubości (od 50 do 80 cm), wykształconego w postaci piaskowców o wielkoskalowym warstwowaniu przekątnym. Wyżej w profilu przechodzą one w piaskowce złożone z dwóch warstw warstwowanych poziomo (o łącznej grubości około 30 cm), o zmiennej obocznej grubości, do wyklinowania się włącznie, rozdzielonych falistą powierzchnią spływową. Ten odcinek osadów turbidytowych można utożsamiać z elementem Td. Na stropowej, falistej powierzchni tych piaskowców leżą struktury wirowe o półkulistym kształcie, opisane powyżej. Występują one w obrębie warstw piaskowcowych o podobnej miąższości i strukturach sedymentacyjnych jak te leżące poniżej form wirowych.

Sekwencji piaskowców ze strukturami wirowymi z rejonu Świętego Krzyża, w profilu Wiśniówki odpowiada warstwa piaskowców o grubości 8 cm. W dolnej części złożona jest z poziomo laminowanego materiału ziarnistego (element Tb Boumy), który wyżej przechodzi w drobnoziarniste piaskowce laminowane przekątnie o grubości 1,5–3 cm, stanowiące element Tc. Stropowa

powierzchnia warstwy pokryta jest riplemarkami prądowymi. Na tych ostatnich leży poziomo laminowana cienka warstwa zapieczonych mułowców (element Td) ze strukturami wirowymi w ich najniższej części. Wirowce utworzone są z materiału piaszkowcowo-mułowcowego, mają dyskowaty kształt o średnicy 1,7 i grubość 0,7 cm.

W obrębie omówionego powyżej profilu gruboławicowych piaszkowców kwarcytowych z rejonu Świętego Krzyża, obserwowano także obecność innego rodzaju form wirowych mających podobną genezę. Na strukturze wirowej opisanej powyżej, występuje około 20 cm grubości amalgamowana pofalowana warstwa, na której znajduje się struktura wirowa. Ma ona postać bulastej formy w kształcie niewysokiego, kolistego w zarysie puklerza, o średnicy ponad 50 i wysokość około 8 cm. Omawiana struktura jest genetycznie związana z leżącą poniżej ławicą. Tworzy z nią jedną całość, gdzie forma wirowa stanowi jej integralną, regularnie wysklepioną część. Na jej zewnętrznej powierzchni widoczne są koncentryczne zgrubienia — „pierścienie”, biegnące równoległe do jej zewnętrznego obwodu. Największe z nich rozmieszczone są w niższej części tej struktury. W kierunku apikalnym struktury wirowej, „pierścienie” zmniejszają swoje rozmiary, aż do całkowitego zaniku w połowie jej wysokości. Poza koncentrycznie biegnącymi „pierścieniami”, powierzchnia omawianej struktury jest równa, pozbawiona jakichkolwiek zaburzeń natury tektonicznej czy spowodowanych odkształceniami plastycznymi.

W najbliższym sąsiedztwie warstw piaszkowcowych z omówionymi powyżej strukturami wirowymi, występują inne formy sedymentacyjne utworzone w wyniku podobnych procesów. W stropowej części jednej z amalgamowanych ławic piaszkowcowych znajduje się zagłębienie o średnicy około 30 i głębokości 15 cm, będące pustką po wypadniętej strukturze wirowej. Na powierzchni tego zagłębienia widoczne są biegnące koncentrycznie „pierścienie” i rowki o niewielkiej, kilkumilimetrowej grubości, będące negatywem zewnętrznej powierzchni struktury wirowej. Występująca w zagłębieniu forma wirowa miała kształt półkulisty. Warstwa z zagłębieniem po strukturze wirowej została od góry „ścięta” przez leżącą powyżej amalgamowaną warstwę piaszkowcową. Szybkie spłynięcie kolejnej porcji gęstej zawiesiny piaszczystej położyło kres dalszemu formowaniu się formy wirowej. Należy przypuszczać, że w optymalnych warunkach, opisywana struktura miałaby kształt zbliżony do kulistego. Można tak sądzić na podstawie wyizolowanych ze skały struktur wirowych zilustrowanych przez Sedlaka (1964). Mają one kształt spłaszczonych kul, który jest zbliżony do elipsoidalnego. Na ich zewnętrznej powierzchni widoczne są koncentryczne „pierścienie” o zróżnicowanej grubości, równo od siebie oddalone. Struktury te były przez Sedlaka opisane jako toczące.

Przedstawione powyżej rozmiary ławic i struktur wirowych, świadczą pośrednio o wielkości prądu niosącego piaszczysty materiał. Z porównania tego wynika, że siła prądów transportujących piaszczysty osad w rejonie Świętego Krzyża musiała być ogromna.

Podobne utwory wirowe znane są z osadów fliszowych Karpat. Według Dżułyńskiego i in. (1957), mają one rozmiary od kilku do kilkudziesięciu cm, a kształtem przypominają elipsoidy obrotowe lub wrzecionowate bryły. W Karpatach, „...największe wirowce grupują się bowiem bezpośrednio nad „strefą stropową” ławicy piaszkowcowej. Im dalej od tej strefy, tym mniejsza z reguły wielkość wirowców...”. Niektóre z wirowców karpaccich są bardzo podobne do bulastych i elipsoidalnych form występujących w gruboławicowych piaszkowcach formacji z Wiśniówki. Na podstawie obserwacji terenowych oraz rozważań teoretycznych, badacze fliszowych osadów Karpat doszli do wniosku, że struktury wirowe powstały w efekcie ssącego działania wirów w prądach zawiesinowych. W Karpatach, utwory wirowe występują w osadach mułowcowych z warstwami osuwiskowymi i spływowymi, które wykazują dużą analogię z facją mułowcowo-piaszkowcową ze strukturami deformacyjnymi i osuwiskowymi z rejonu Wiśniówki.

Obecność struktur wirowych w gruboławicowych piaszkowcach kwarcytowych z rejonu Świętego Krzyża wskazuje, że utwory te nie reprezentują sekwencji ściśle kanałowej, lecz najprawdopodobniej związane są z zewnętrznym obrzeżem kanału czyli z obszarem wału kanałowego. Ich powstanie wiąże się z sedymentacją piaszczystego osadu przelewającego przez brzeg kanału z dużą prędkością. Struktur wirowych nie napotkano bowiem w sekwencjach gruboławicowych piaszkowców sedymentacji kanałowej z rejonu Wiśniówki, zarówno deponowanych w osiowych jak i brzeżnych częściach kanałów. Nie stwierdzono ich także w obrębie grubych ławic piaszkowcowych z okolic Nowej Słupi, które utworzone zostały najprawdopodobniej w strefie kanałowej. W obrębie grubych ławic piaszkowcowych badanych sekwencji kanałowych, nie znaleziono także warstw, które w stropie byłyby zbudowane z elementów o warstwowaniu przekątnym dużej skali. Przykład struktur wirowych z rejonu Świętego Krzyża pokazuje, że tylko w pobliżu takich warstw, bezpośrednio ponad nimi można spodziewać się obecności struktur wirowych. Ich wielkość będzie proporcjonalna do rozmiarów elementu o laminacji przekątnej (Wiśniówka) lub warstwowaniu przekątnym (Święty Krzyż), leżącego poniżej struktury wirowej.

Na podstawie przeprowadzonych obserwacji oraz danych z obszaru Karpat można sądzić, że profile ze strukturami wirowymi związane są z sekwencjami deponowanymi na bliskich obrzeżach kanałów. Reprezentują one osady turbidytowe, które w schemacie facji kanałowych i kontrolowanych przez sedymentację kanałową określane są jako *levee* lub *levee mudstone*.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 22 lutego 2006 r.

Andrzej JUSZCZYK: **Złoża kopalin i walory innych składników środowiska na obszarze arkusz Czarnków *Mapy geosrodowiskowej Polski* w skali 1:50 000**

Arkusz Czarnków *Mapy geosrodowiskowej Polski* znajduje się w północnej części woj. wielkopolskiego. Obejmuje on głównie powiat czarnkowsko-trzcianecki oraz fragmenty powiatów pilskiego, chodzieskiego i obornickiego. Zgodnie z podziałem fizyczno-geograficznym Polski omawiany rejon znajduje się w mezoregionie Kotliny Gorzowskiej (północna i zachodnia część) i Pojezierza Chodzieskiego (pozostała część). Dominującym elementem Kotliny Gorzowskiej jest pradolina Noteci. Obszar Pojezierza Chodzieskiego, zaś to teren wysoczyzny morenowej z polami sandrowymi. Omawiany region ma charakter typowo rolniczy (około 30% obszaru zajmują użytki rolne klas bonitacyjnych od IIIa do IVa, a około 10% łąki), rozwinięty jest też na niewielką skalę przemysł drzewny (około 30% powierzchni arkusza zajmują lasy).

Na obszarze arkusza udokumentowano 3 złoża. Są to złoża kruszywa naturalnego, dwa udokumentowane w kat. C₁ i jedno w kat. C₂ (jedno z nich zostało około 10 lat temu zrehabilitowane i zalesione). Znajduje się tu jeszcze kilkanaście małych zapuszczonych odkrywek kruszywa naturalnego, z których niekiedy wydobywane jest kruszywo na cele lokalne. Efektem prac nad realizacją mapy jest wytypowanie trzech obszarów dla poszukiwania kruszywa (dwa perspektywiczne i jeden prognostyczny). Z uwagi na położenie udokumentowanych złóż na terenach leśnych, eksploatacja ich jest mało prawdopodobna. Ponadto na obszarze arkusza znajduje się mały fragment, udokumentowanego w kat. B+C₁, złoża węgla brunatnego „Trzcianka”. Nie jest ono zagospodarowane górnictwem.

Spotykane są tutaj różne formy prawnej ochrony środowiska naturalnego. Tereny leżące wzdłuż rzeki Noteci objęte są obszarem chronionego krajobrazu o nazwie „Dolina Noteci” z rezerwatem faunistycznym „Czapliniec Kuźnicki”, a tereny w południowo-zachodniej części obszaru arkusza o nazwie „Puszcza Notecka” (wydmy śródlądowe porośnięte lasem). Ponadto ochroną objęto 8 użytków ekologicznych oraz 31 pomników przyrody (3 — nieożywionej i 28 — żywej). Lasy pełnią rolę ochronnych (glebo lub wodochronnych).

Zgodnie z systemem ECONET Polska, wzdłuż doliny Noteci rozciąga się obszar węzłowy o znaczeniu międzynarodowym „Obszar dolnej Noteci” oraz korytarz ekologiczny o znaczeniu międzynarodowym „Pradolina Noteci”. Na fragmencie południowo-zachodniej części obszaru mapy, przebiega obszar węzłowy o znaczeniu krajowym „Obszar Puszczy Noteckiej”.

Zgodnie z systemem Europejskiej Sieci Ekologicznej Natura 2000 na terenie obszaru arkusza Czarnków znajdują się dwa takie obszary: ochrony ptaków — „Nadnoteckie Łęgi” i ochrony siedlisk — „Dolina Noteci”. Znajdują się tu również liczne zabytki kultury, zwłaszcza w Czarnkowie. W oparciu o sieć jezior typową gminą turystyczną staje się gmina Lubasz.

W dyskusji brali udział: J. Gągoł, W. Ślusarek, G. Herman, M. Nowak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 01 marca 2006 r.

Jan MALEC, Wiesław TRELA, Sylwester SALWA, Zbigniew SZCZEPANIK: **Utwory starszego paleozoiku w profilach otworów Daromin IG 1 i Kichary IG 1**

W profilach otworów wiertniczych Daromin IG 1 i Kichary IG 1, zlokalizowanych we wschodniej części regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich, wykonano badania litologiczne, sedymentologiczne, palinologiczne i tektoniczne osadów kambru, ordowiku i syluru. Ogólną charakterystykę litologii i stratygrafii tych utworów przedstawili Tomczykowa i Tomczyk (2000).

Otwór Daromin IG 1. W otworze tym, utwory starszego paleozoiku nawiercono pod neogenem na głęb. 39,1 m. Do głęb. 196,0 m występują osady syluru, na głęb. 196,0–340,0 m ordowiku, a do końcowej głębokości 385,4 m utwory kambru.

Sylur. W profilu syluru wyróżniono cztery podstawowe odmiany facjalne osadów: wapieni i margli (głęb. 41,2–44,3 m), mułowców i iłowców (głęb. 39,1–41,2; 44,3–93,4 m), mułowców i iłowców z piaskowcami (głęb. 93,4–145,0 m) oraz iłowców z graptolitami (głęb. 145,0–196,0 m). Pierwsze trzy jednostki, według Tomczykowej i Tomczyka (2000) należą do ludlowu, natomiast iłowce z graptolitami do wenloku. Utwory szarogłazowe z głęb. 39,1–145,6 m, zaliczone zostały przez w/w badaczy do formacji wydrzysowskiej, stanowiącej dolną część serii szarogłazowej w regionie łysogórskim.

Badania petrologiczne i sedymentologiczne wskazują, że warstwy piaskowcowe ze stropowej części profilu Daromina, reprezentują drobnoziarniste szarogłazy, które w regionie łysogórskim są charakterystyczne dla warstw rzepińskich. Na głęb. 142,5–145,6 m występuje brekcja z okruchami piaskowców szarogłazowych. Mogą one reprezentować osady należące do warstw wydrzysowskich, wciągniętych w strefę tektoniczną. Bezpośrednio poniżej brekcji znajdują się iłowce z graptolitami. Obecność tych utworów, poniżej warstw rzepińskich, świadczy o braku w profilu Daromina dolnej, średnio- i gruboziarnistej serii szarogłazowej należącej do warstw wydrzysowskich.

Zespół cech sedimentologicznych występujących w obrębie facji wapieni i margli wskazuje na allochtoniczne pochodzenie bioklastów. Reprezentują one skamieniałości charakterystyczne dla różnych nisz ekologicznych, które w warstwach wapieni są ze sobą wymieszane. Skamieniałości te zostały redeponowane z płytkomorskich stref zbiornika, obrzeżającego późnosylurski basen z dominującą sedimentacją głębokowodną. Struktury sedimentacyjne obecne w mułowcach i iłowcach oraz mułowcach i iłowcach z piaskowcami, są charakterystyczne dla osadów deponowanych z rozcieńczonych prądów zawieszinowych.

Ordowik. Na podstawie wykształcenia litologicznego osadów i ich pozycji stratygraficznej, w profilu ordowiku, wydzielono następujące jednostki litostratygraficzne: na głęb. 196,0–209,0 m formację mułowców z Wólki, reprezentowaną przez szarozielone, zbioturbowane mułowce ilaste, odpowiadające dolnemu aszgilowi, w interwale 209,0–339,9 m formację iłowców z Jeleniowa, którą tworzą ciemnoszare i czarne iłowce karadoku (i być może najwyższego lanwimu), a na głęb. 339,9–340,0 m, 10 cm warstwę fosforytu, reprezentującą formację wapieni z Bukowian, która litologicznie jest bardzo zbliżona do fosforytów występujących w Pobroszynie.

Facja ciemnoszarych iłowców reprezentuje osady powolnej sedimentacji materiału ilastego w warunkach deficytu tlenowego wód dennych. Osady facji zbioturbowanych mułowców, świadczą o wzroście natlenienia wód porowych i kolonizację podłoża przez liczną ale mało urozmaiconą populację organizmów oportunistycznych. Osady facji fosforytowej były deponowane przy udziale epizodów wysokoenergetycznych, które przypuszczalnie przerywały powolną sedimentację drobnego materiału osadowego w warunkach niskiej energii wód.

Kambr. Profil kambru w otworze Daromin IG 1 złożony jest z trzech charakterystycznych facji. Od góry są to: facja iłowców i mułowców (głęb. 340,0–385,4 m), facja piaskowców kwarcytowych i mułowców z ichtnofauną (głęb. 385,4–408,0 m), oraz facja piaskowców kwarcytowych (głęb. 408,0–421,0 m). W obrębie facji iłowców i mułowców, Tomczykowa i Tomczyk (2000) znaleźli zespół trylobitów, który datuje te utwory na poziom *Acerocare sensu lato*, tzn. na najwyższą zonę trylobitową kambru.

W podziale litostratygraficznym kambru regionu łysogórskiego według schematu Orłowskiego (1975), utwory kambru z profilu Daromina można zaliczyć do dwóch jednostek litostratygraficznych. Serię iłowców i mułowców do formacji łupków z Kłównki, natomiast osady leżące poniżej J. Malec zalicza do formacji piaskowców z Wiśniówki.

W opinii J. Malca facja iłowców i mułowców powstała w efekcie zróżnicowanych mechanizmów depozycji w środowisku głębokomorskim, najprawdopodobniej z pogranicza podmorskiego stożka i równi basenowej. Facja piaskowców kwarcytowych i mułowców z ichtnofauną oraz facja piaskowców kwarcytowych, są rezultatem sedimentacji osadów terygenicznych utworzonych na obszarze środkowej części podmorskiego stożka. Reprezentują one utwory przejściowe, najprawdopodobniej międzykanałowe i wałów kanałowych.

Otwór Kichary IG 1. Sylur. W otworze tym, utwory syluru udokumentowano pod mioceniem na głęb. 127,5–552,3 m. Tworzą one monotonną serię ilasto-mułowcową z pojedynczymi cienkimi wkładkami piaskowców oraz z nielicznymi przewarstwieniami wapieni. Charakterystyczne warstwy wapieni ze zróżnicowanymi szczątkami organicznymi występują na głębokościach 158,4–159,8 i 187,3–187,5 m. W kilku odcinkach profilu, Tomczykowa i Tomczyk (2000) znaleźli nieliczne skamieniałości reprezentowane przez trylobity i graptolity. Z analizy zasięgów stratygraficznych fauny wynika, że osady z głęb. 127,5–142,0 m (nie wykluczone, że także pewien odcinek profilu leżący poniżej) należą do najniższego przydolu. Pozostała część sekwencji syluru przypada na wyższy ludlow–ludfordian, z wykluczeniem najniższej części tego podpiętra.

Profil syluru z otworu Kichary IG 1 został przez Tomczykową i Tomczyka (2000) przyporządkowany do dwóch głównych jednostek litostratygraficznych wydzielanych w górnym sylurze regionu łysogórskiego. Odcinek profilu z głęb. 127,5–142,0 m zaliczono do formacji rzepińskiej, natomiast utwory z głęb. 142,0–552,3 m włączono do formacji wydryszowskiej. Zdecydowana dominacja facji ilasto-mułowcowej i brak piaskowców średnio- i gruboziarnistych wskazują, że cała sekwencja syluru w tym otworze należy do warstw rzepińskich.

Badania palinologiczne. W profilu otworu Daromin IG 1, w utworach kambru rozpoznano liczny i zróżnicowany taksonomicznie zespół mikroflory akrytarchowej. Umożliwił on datowanie osadów na najwyższy kambr górny (poziom *Acerocare*). Obecność form *Arbusculidium destombesii* (Deunff), *Acanthodiacriodum cf. angustum* (Downie), *Vulcanisphaera britannica* Rasul, pozwala datować osady na pogranicze kambru i ordowiku. Potwierdzone zostały datowania trylobitowe tych utworów, przedstawione przez Tomczykową i Tomczyka (2000).

Zespół palinomorf ordowickich jest silnie zniszczony. Poszczególne okazy można oznaczyć jedynie na poziomie rodzajowym, identyfikując zespoły niewątpliwie środkowoordowickie. Występują wśród nich charakterystyczne duże formy reprezentujące *Baltisphaeridium*, a przede wszystkim okazy *Ordovicidium* sp. przewodnie dla środkowego ordowiku.

Na podstawie obserwacji paleotermicznych (wskaźnik TAI) stwierdzono „inwersję termiczną” w profilu paleozoiku. Palinomorfy ordowiku wskazują na wyższy stopień dojrzałości termicznej niż akrytarchy pochodzące z leżących niżej w profilu osadów kambru. Zjawisko to mogło być spowodowane silnymi deformacjami tektonicznymi skał ordowiku.

Badania tektoniczne. W obu charakteryzowanych otworach wiertniczych przeprowadzono w ramach badań szczegółowe profilowanie tektoniczne. Jego efektem jest sporządzona charakterystyka strukturalna skał.

W otworze Daromin IG 1, osady paleozoiczne nie wykazują większej zmienności kąta upadu warstw wahającego się w granicach 0–25°. Mimo to są one silnie zaangażowane tektonicznie. W obrębie skał górnego syluru powszechnie występują strefy połączonych dyslokacji, tworzących wraz z powierzchniami poślizgu po uławiceniu, anastomozującą sieć uskokową. Kompresyjny charakter opisywanych stref podkreślony jest obecnością dupleksów kontrakcyjnych w górnych skrzydłach uskoków. Pozwalają one, w połączeniu z obecną na powierzchniach luster tektonicznych, synkinematyczną mineralizacją włóknistym kalcytem w cieniach ciśnienia, określić zwrot przemieszczenia jako nasuwczy, a niekiedy także transpresyjny. Najintensywniej rozwinięta strefa

ścinania nasuwczego występuje na granicy osadów dolnego i górnego syluru. W jej obrębie, obok dupleksów kontrakcyjnych, występują także budiny. W strefie tej deformacjom towarzyszy słabo wyrażona, synkinematyczna mineralizacja żyłowa kalcytem i dolomitom. Tworzy ona żyły kryształów rozciągniętych oraz żyły antytaksjalne.

W skałach kambryjskich, ordowickich i syluru dolnego, tego typu strefy uskokowe stwierdzane są znacznie rzadziej i charakteryzują się mniejszą intensywnością deformacji im towarzyszących. Wyjątkiem jest kilkumetrowej miąższości strefa nasuwcza występująca w obrębie skał górnego ordowiku.

Spiętrzone skały paleozoiczne przecięte zostały przez przeważnie prawoskrętne uskoki przesuwcze o stromych powierzchniach uskokowych z widocznymi niemal poziomymi rysami tektonicznymi. W ich skrzydłach tensyjnych występuje żyłowa, syntaksjalna mineralizacja kalcytowo-dolomitowa z siarczkami miedzi i żelaza oraz kwarcem. Najmłodszymi formami tektonicznymi stwierdzonymi w profilu otworu są nieliczne uskoki zrzutowe.

W otworze Kichary IG 1 upady wykazują dużą zmienność na niewielkiej przestrzeni — od poziomych do pionowych. Nie stwierdzono obecności upadów odwróconych, co zdaje się wykluczać obecność fałdów. Tym niemniej, podobnie jak w otworze Daromin IG 1, także i tu powszechnie występują położe uskoki o charakterze nasuwczym, spowodowane przez zadzieranie warstw poniżej powierzchni uskokowych oraz przez obecność synkinematycznej mineralizacji włóknistym kalcytem w cięniach ciśnienia na powierzchniach luster tektonicznych. Ponad powierzchniami uskokowymi często stwierdzano dupleksy kontrakcyjne.

Widoczne w obu analizowanych profilach wiertniczych deformacje tektoniczne charakteryzują się przewagą odkształceń o charakterze kompresyjnym. Ich efektem jest zwielokrotnienie miąższości skał paleozoicznych, a zwłaszcza górnosylurskich. Ze względu na brak charakterystycznych poziomów korelacyjnych, wielkość i ilość powtórzeń jest trudna do oszacowania. Brak osadów młodopaleozoicznych i mezozoicznych w opisywanych profilach wiertniczych utrudnia rozważania dotyczące wieku deformacji. Na tym etapie badań stwierdzić można jedynie, że jest ona posylurska.

W dyskusji brali udział: A. Romanek, M. Kuleta, J. Gagol i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 8 marca 2006 r.

Sylwester SALWA: Tektonika południowego skrzydła synkliny miedzanogórskiej

Synklina miedzanogórska położona jest na zachodnim krańcu synklinorium kielecko-łagowskiego należącego do regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich. Jej południowe skrzydło zaznacza się w morfologii jako ciąg wzniesień nazywanych Wzgórzami Kostomłockimi. Zbudowane są one głównie z wapieni marglistych (warstwy szydlówcekie) oraz gruzłowych (warstwy kostomłockie) z wkładkami łupków marglistych należących do dewonu górnego — franu. W mniejszym stopniu budują je dolomity dewonu środkowego tworzące wzniesienie jedynie w okolicy Laskowej, na zachodnim krańcu synkliny. Partie osiowe opisywanej struktury wypełniają łupki fąmenu oraz karbonu dolnego, na których niezgodnie erozyjnie leżą skały permu oraz triasu.

Badania terenowe prowadzono głównie w czterech kamieniołomach: Kostomłoty II, Laskowa, Mogiłki oraz Krzemucha, z których tylko dwa pierwsze są czynne. Obserwacje prowadzono także w szeregu małych, okresowo czynnych łomów gospodarskich i nielicznych odkrywek naturalnych.

Stwierdzone w ramach prac terenowych struktury deformacyjne, zostały podzielone na szereg grup przyporządkowanych następnie do wyróżnionych etapów deformacyjnych. Podział ten możliwy był po określeniu następstwa względnego struktur oraz ich wzajemnych relacji czasowo-przestrzennych.

Do **etapu synsedymentacyjno-syndiagenetycznego** zaliczono budinopodobne formy sejsmitów, zbudowane z wapieni marglistych występujące wśród łupków marglistych. Formy te charakteryzują się bochenkowatymi zarysami i przekrojami najczęściej owalnymi. Powstały one w wyniku wstrząsów sejsmicznych oddziałujących na słabo skonsolidowane wapienie margliste, podlegające rozciąganiu i rozrywaniu, któremu towarzyszyło diapirowe wciskanie łupków marglistych pomiędzy poszczególne formy.

Do tego etapu zaliczono także fałdy synsedymentacyjne F_0 o poziomych, równoleżnikowo zorientowanych osiach i powierzchniach osiowych o wergencji północnej. W formach tych widoczny jest transfer materiału ze skrzydeł fałdów do ich przegubów. Charakterystyczny jest brak kliważu osiowego mimo często izoklinalnej geometrii.

Osuwiska powszechnie występujące w obrębie wapieni gruzłowych warstw kostomłockich, również są efektem działania wstrząsów sejsmicznych, destabilizujących nieskonsolidowane lub skonsolidowane w niewielkim zakresie osady węglanowe i generujące sploty grawitacyjne. Niekiedy w obrębie osuwisk widoczne są całe, kilkumetrowe, sfałdowane wewnętrznie warstwy wapieni oraz struktury imbrakcyjne.

Ten etap rozwoju skał górnego dewonu obszaru badań zachodził przy południkowo zorientowanej, przedfałdowej ekstensji o zwrocie przemieszczenia „góra na N”.

Etap wczesnodeformacyjnej, przedfaldowej czystej przesuwczności udokumentowany jest głównie przez obecność zespołu spękań komplementarnych oraz kliważu w wapieniach marglistych, wskazujących na działanie kompresji w kierunku NE–SW. Gęstość tych spękań miejscami osiąga pełną penetratywność makroskopową co pozwala określić je jako kliważ spękaniowy. Katalne ustawienie płaszczyzn kliważu S_1 względem uławicenia, niezależnie od wartości jego kąta upadu, wskazuje na założenie go w warstwach leżących poziomo. Jego penetratywny charakter jest najprawdopodobniej efektem obecności nadmiaru wody w odształcanych skałach, co znacząco ułatwiało poślizgi międzymiastowe. Lokalnie spękania są zmineralizowane przez żyły chalcedonu oraz romboedrycznego kalcytu. Syntaksjalny pokrój żył kalcytowych V_1 sugeruje ich powstawanie w efekcie zablizniania uprzednio otwartych szczelin. Żyły nie zachowują ciągłości w sąsiednich ławicach co wskazuje na przerwanie ich ciągłości i przemieszczenie w wyniku działania posuwu faldowego w późniejszych etapach deformacji.

W tym czasie doszło także do założenia sieci uskokowej (Lamarche i in., 1999) składającej się z poprzecznych, prawoprzesuwczych uskoków U_1 oraz skośnych i podłużnych względem biegu struktur, lewoprzesuwczych uskoków U_2 . Ich powierzchnie zostały rozbite i przemieszczone przez posuw faldowy, podobnie jak opisane powyżej żyły V_1 .

Opisane procesy zachodziły w warunkach horyzontalnej kompresji tektonicznej w kierunku NE–SW i zwrocie przemieszczenia „góra na SW” działającej w płaszczyźnie poziomo leżących warstw.

Etap faldowy na podstawie dokumentacji strukturalnej podzielono na trzy części. **Etap wczesnofaldowy** dokumentują przede wszystkim niewielkie uskoki nasuwcze U_3 oraz penetratywny kliważ S_2 . W tej części etapu faldowego kompresja tektoniczna zapoczątkowała intensywny posuw międzylawicowy w obrębie warstw leżących poziomo. Procesowi temu sprzyjała wysoce kontrastowa litologia deformowanych skał — cienkoławicowe wapienie przekładane łupkami marglistymi. Nacisk tektoniczny działał w płaszczyźnie uławicenia, a wzrost dewiatorowości pola naprężeń doprowadził do powstania niskokątowych względem uławicenia, pierwotnych ścież nasuwczych U_3 . Proces ten ułatwiony był przez niewielką miąższość nakładu w początkowym etapie deformacji, co umożliwiało propagację zniszczeń ku powierzchni, a jednocześnie intensywny posuw faldowy ograniczał występowanie ścież najczęściej do jednej ławicy. Powstające w początkowej fazie dupleksy kontrakcyjne D_1 charakteryzują się brakiem mineralizacji syndeformacyjnej. Płaszczyzny ścież niskokątowych nachylone były zarówno na NE jak i SW, powstawały pod wpływem kompresji tektonicznej działającej w kierunku NE–SW. W miarę zwiększania nadkładu poprzez jego zwielokrotnienie tektoniczne, wzrastała temperatura, a także ciśnienie, co z kolei spowodowało wzrost temperatury płynów porowych i większą ich agresywność. Penetratywny kliważ S_1 ułatwiał fluidom migrację w obrębie skały. Głównym minerałem w żyłach V_2 powstających na tym etapie, był szary i biały, romboedryczny kalcyt z domieszką bituminów. Pokrój kryształów wskazuje na nie nadążanie krystalizacji za otwieraniem szczeliny, a więc brak udziału mineralizatorów w otwieraniu szczelin ze względu na zbyt niskie ich ciśnienie. Nadmiar wody hamował rozpuszczanie skały na powierzchniach kliważu i tylko lokalnie widoczny jest kliważ stylolitowy związany z tym etapem (Mogilki).

Proces ten zachodził w regionalnym polu naprężeń, w którym największe naprężenie główne działało w kierunku NE–SW.

Podczas głównego etapu faldowego powstały fałdy F_1 związane z uskokami nasuwczym i odkluciami U_4 oraz poprzeczne uskoki prawoprzesuwcze U_5 i skośne lewoskrętne U_6 . Rosnący nacisk tektoniczny wobec ograniczeń dalszego swobodnego przemieszczania ławic, zapoczątkował faldowanie. Powstawanie fałdów ułatwiały znaczne kontrasty litologiczne w obrębie deformowanego ośrodka skalnego oraz jego wielowarstwowość przy dominacji cienkich ławic i zawartości fluidów porowych o rosnącym w trakcie deformacji ciśnieniu. Wody te obniżały tarcie na powierzchniach odkłuć i przejmowały część nacisków tektonicznych, co obniżało naprężenia czynne w skałe i ułatwiało kruche zniszczenia oraz dalszy rozwój penetratywnego kliważu S_2 w fałdach F_1 . Starsze powierzchnie kliważu S_1 przyjmowały postać sigmoidalną w efekcie gięcia ich przez posuw faldowy. W związku ze stosunkowo niewielką miąższością nadkładu przy obecności silnego nacisku tektonicznego (znaczna dewiatorowość pola naprężeń) łatwo dochodziło do powstawania odspojen przegubowych i napływania do nich podatnych łupków marglistych. Proces ten mógł być także wspomagany przez nadciśnienie wód porowych napływających do przegubów fałdów jako miejsc charakteryzujących się względnie niższym ciśnieniem.

Na tym etapie rozwijały się także intensywnie syntektoniczne żyłki V_3 zbudowane z włóknistego kalcytu zawierającego wprysnięcia minerałów rudnych w paragenzie, głównie minerałów Cu–Zn–Pb–Fe–Ni. Przeważnie są to żyły kryształów rozciągniętych ale występują także żyły antytaksjalne. Ich włóknistość świadczy o nadążaniu krystalizacji kalcytu za otwieraniem się szczeliny i wspomaganiu procesu otwierania szczelin przez mineralizatory. Wydłużenie kryształów w żyłach jest zawsze w tym samym kierunku, niezależnie od miejsca występowania żył. Jest ono zgodne z kierunkiem najmniejszego naprężenia głównego w deformowanym kompleksie skalnym i z tego względu można je uznać za lineację elongacyjną typu ziarna mineralnego.

Wielowarstwowość skał górnego dewonu wymusiła symilarną geometrię fałdów F_1 . Formy koncentryczne występują sporadycznie i głównie w obrębie warstw kostomłockich lub w najbardziej zewnętrznych partiach dużych fałdów nadrzędnych. Niewielka miąższość nadkładu spowodowała łatwość propagacji zniszczenia ku powierzchni co zaowocowało sporadycznym występowaniem fałdów izoklinalnych gdyż niemożliwe było osiągnięcie naprężeń potrzebnych do uzyskania takiej geometrii przed zniszczeniem skały. Zdecydowanie dominują fałdy otwarte, średnio- i wąskopromienne. Dość powszechne jest także występowanie niewielkich nasunięć wstecznych. Zmiany miąższości ławic w obrębie fałdów widoczne są we wkładkach łupków marglistych (napływanie do przegubów fałdów skał wyciskanych ze skrzydeł tych form). W przypadku wapieni sporadycznie widoczne jest wyraźniejsze ich pogrubienie w obrębie przegubów fałdów wąskopromiennych.

W strefach przegubowych lokuje się także mineralizacja żyłowa V_4 , kalcytowo-kwarcowo-dolomitowa z siarczkami zablizniająca przegubowe spękania radialne (Salwa, 1995).

Procesowi fałdowania towarzyszył rozwój kliważu S_2 o zróżnicowanym charakterze. W skrzydłach fałdów jest to głównie kliważ niskokątowy, tnący w łupkach, a wysokokątowy, niekiedy sigmoidalny w wapieniach. Efektem tego zróżnicowania jest refrakcja kliważu na granicach skał o różnych właściwościach mechanicznych. W fałdach najsilniej zaangażowanych tektonicznie (głównie z N części kamieniołomu Kostomłoty II) najmłodszy kliważ S_3 ma charakter osiowy. Jest to strefowy kliważ krenulacyjny tworzący wiązki zbieżne ku przegubowi. Niekiedy w obrębie przegubów warstw wapiennych widoczny jest także kliważ stylolitowy S_3 o rozstępie powierzchni na granicy penetratynośności. Oba typy kliważy sugerują zmniejszenie ilości fluidów porowych w skale, co spowodowało wzrost naprężeń czynnych i rozwój rozpuszczania pod ciśnieniem.

W kamieniołomie Kostomłoty II widoczne jest zmniejszanie amplitudy fałdów F_1 w miarę posuwania się w głąb kamieniołomu. Rośnie także ilość fałdków ciągniętych w skrzydłach i spiętrzonych w przegubie, co ujawnia problem deficytu przestrzeni. Świadczy to najprawdopodobniej o obecności blisko w podłożu większej powierzchni odlucia (Salwa, 1997). Jednocześnie obserwacje z kamieniołomu Laskowa znajdującego się w bezpośrednim sąsiedztwie, a w którym widoczne są dolomity i wapienie dewonu środkowego i częściowo górnego, wskazują, że powierzchnia odlucia nie pokrywa się z granicą masywnych dolomitów i nadległej serii wapienno-lupkowej franu ale lokuje się wewnątrz tej ostatniej.

Uskoki U_5 i U_6 tworzą niekiedy strefy ścinania o szerokości do kilku m. W ich obrębie powszechnie występują dupleksy D_2 i D_3 o osiach pionowych. Dokumentują one zwrot przemieszczenia jako prawoprzesuwczy dla poprzecznych uskoków U_5 i lewo-przesuwczy dla skośnych uskoków U_6 .

W etapie późnofałdowym dalsze skracanie ośrodka skalnego poprzez jego fałdowanie zostało zahamowane w związku z problemem deficytu przestrzeni. Istniejące fałdy podlegały spłaszczaniu i pochylaniu ku południowi (południowa wergencja powierzchni osiowych), a następnie były przemodelowywane przez ścinanie (Salwa, 1997). Początkowo jego efektem był rozwój niewielkich uskoków odwróconych U_7 rozwiniętych wzdłuż powierzchni kliważu osiowego w fałdach pochylonych. W końcowym etapie fałdy podlegały całkowitemu zniszczeniu tworząc strefy nasunięć z przeładowania U_7 . Największa tego typu strefa widoczna jest w kamieniołomie Mogiłki, w środkowej części ściany wschodniej. Widoczne na powierzchniach uskoków rysy tektoniczne i większe tektoglify oraz synkinematyczna mineralizacja włóknistym kalcytem w cieniach ciśnienia, wskazują na generalny zwrot przemieszczenia w kierunku „góra ku SSW”. W skałach zlokalizowanych poniżej powierzchni uskoków nasuwających U zachodziło intensywne ich horyzontalne ściskanie. Jego efektem było powstanie prawie poziomych żyłek kalcytowych V_5 nałożonych na fałdy i przyjmujących niekiedy postać szeregów ekstensyjnych wskazujących na zwrot przemieszczenia „góra ku SSW”. Wypełniający je biały, romboedryczny kalcyt jest efektem krystalizacji swobodnej w obrębie otwartej szczeliny spękania.

W tym czasie w związku ze zmniejszeniem ilości fluidów w skale, a przez to zwiększeniem naprężeń czynnych, rozwijały się stylolity St_1 . Nie był to jednak proces zbyt intensywny na co wskazują niewielkie miąższości powłok stylolitowych oraz mała ich amplituda. Zajmują one najczęściej położenia zbliżone do orientacji powierzchni osiowych fałdów, w których występują. Znaczna ich część uległa zniszczeniu w następnym etapie deformacyjnym.

Obecność lamelek bliźniaczych typów I i II w kalcycie jest wskaźnikiem ciśnienia dyferencjalnego na poziomie 0,04–0,24 kBa i temperatury w zakresie od 150 do 300°C (Burkhard, 1993; Newman, 1994). Brak lamelek bliźniaczych w dolomicie i kwarcu pozwala stwierdzić, że temperatura 300°C nie została przekroczona (Burkhard, 1993; Newman, 1994). Brak lamelek deformacyjnych w kwarcu wskazuje także, że naprężenie dyferencjalne nie przekroczyło 1,72 kBa (Blenkinsop, Drury, 1988). Przeprowadzone badania (Migaszewski, 1996; Karwowski i in. 1993) mineralizacji żyłowej młodszych, związanych z etapem pofałdowej transpresji generacji minerałów z badanego obszaru wskazują na temperaturę krystalizacji około 65–70°C. Pozwala to określić dla głównego etapu deformacyjnego, a zwłaszcza dla mineralizacji syndeformacyjnej, wyższe temperatury, przekraczające prawdopodobnie 150°C.

W etapie lewoskrętnej transpresji późno-synfałdowej powstały lewoskrętne, transpresyjne lustra tektoniczne na powierzchniach uławicenia i najpowszechniej występujących w obrębie wapieni warstw kostomłockich. Efektem transpresji jest także zniszczenie stylolitów przez poślizg wzdłuż ich powierzchni. Ich korzystne ustawienie względem największego naprężenia głównego, działającego podczas transpresji, doprowadziło do powstania poślizgu po ich powierzchniach, najczęściej o niewielkim rozmiarze ale wystarczającym dla zniszczenia szwów St_1 .

Scharakteryzowany etap deformacji tworzy z wcześniej wymienionymi (poza pierwszym) ciąg progresywnej deformacji zachodzącej w warunkach kompresji tektonicznej w kierunku NE–SW do NNE–SSW w czasie ruchów waryscyjskich.

Z etapem podłużnej ekstensji pofałdowej wiąże się powstanie dwóch głównych typów struktur: uskoków normalno-zrzutowych U_7 oraz szeregów ekstensyjnych.

Pierwsze z wymienionych struktur najlepiej widoczne są w kamieniołomie Kostomłoty II, w obrębie jego północnej ściany. Ich powierzchnie zapadają stromo, przeważnie na wschód i zachód, a rysy tektoniczne oraz mineralizacja włóknistym kalcytem w cieniach ciśnienia jednoznacznie dokumentują ich zrzutowy charakter.

Podobnie zorientowane są szeregi ekstensyjne, również najlepiej widoczne w obrębie warstw kostomłockich. Tworzą je kulisowo ustawione zespoły żył kalcytowych V_6 określających zwrot przemieszczenia jako zrzutowy. Niekiedy na przedłużeniu szeregów ekstensyjnych w głąb, widoczne jest ich przejście do uskoku normalno-zrzutowego, co potwierdza wspólną genezę obu omawianych form tektonicznych. Szeregi ekstensywne, podobnie jak uskoki U_7 , zapadają zarówno na wschód jak i na zachód. Zbliżniający je kalcyt tworzy kryształ o pokroju romboedrycznym co wskazuje na jego krystalizację w warunkach generalnej ekstensji.

Oba opisane powyżej typy struktur są nałożone na sfałdowane i wychylone skały i noszą znamiona zniszczeń pierwotnych. Ich powstanie jest efektem działania równoleżnikowej, podeformacyjnej ekstensji związanej z relaksacją górotworu.

Etap ?przesuwczosci lewoskrętniej, pofaldowej jest najsłabiej udokumentowany. W obrębie wapieni należących do warstw kostomłockich z kamieniołomu Mogiłki, występuje mineralizacja kalcytowo-barytowa V_7 zabliźniająca spękania, których orientacja wskazuje na naciski w kierunku NE–SW związane z ?laramijską, lewoskrętną przesuwczością. Syntaksjalny pokrój żył wskazuje na otwieranie szczelin w warunkach ekstensji. Podobna mineralizacja występuje w obrębie strefy uskokuwej, od południa obcinającej sfałdowane osady należące do warstw szydlówceckich. Wskazuje to na możliwość jej reaktywacji w czasie tego etapu deformacyjnego.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 22 marca 2006 r.

Robert JAWORSKI, Gertruda HERMAN: **Organizacja sieci obserwacyjnej wód gruntowych w strefach zagrożonych suszą, podtopieniami oraz degradacją jakości w północnej części zlewni rzek górnej Wisły**

Organizacja sieci obserwacyjnej wód gruntowych w strefach zagrożonych suszą, podtopieniami oraz degradacją jakości, stanowi jedno z zadań Państwowej Służby Hydrogeologicznej. Celem prac jest wskazanie lokalizacji, wybór punktów, opracowanie dokumentacji sieci wód gruntowych, a w dalszym etapie prowadzenie obserwacji w północnej części zlewni górnej Wisły na odcinku od rzeki Chechło k. Oświęcimia do rzeki Czyżówki i Sanny w rejonie Zawichostu. Lewobrzeżna część dorzecza górnej Wisły obejmuje zlewnie: Chechły, Rudawy i Dłubni, Szreniawy i Nidzicy, Nidy, Czarnej Staszowskiej z Wschodnią, Koprzywianki, Opatówki i Czyżówki oraz kilku bezimiennych dopływów wpadających bezpośrednio do Wisły. Prawobrzeżna natomiast — obejmuje fragmenty zlewni: Skawy, Raby, Uszwi, Dunajca, Kanału Zyblikiewicza, Breni, Wisłoki, Babulówki i Trześniówki, Łęgu, Sanu, Sanny i kilku mniejszych cieków. Północna część dorzecza górnej Wisły stanowi fragmenty pięciu regionów hydrogeologicznych: lubelsko-podlaskiego, środkowomałopolskiego, nidziańskiego, śląsko-krakowskiego i przedkarpackiego.

Na znacznej części obszaru utwory starszego podłoża przykrywają osady czwartorzędowe (plejstocenu) o zmiennej miąższości. Osady te wykształcone są głównie w postaci glin i piasków zwałowych, osadów zastoiskowych (iły, mułki, piaski) oraz piasków i żwirów fluwiogłacjalnych zlodowaceń południowopolskich, środkowopolskich i północnopolskiego. W dolinach rzecznych występują piaski i żwiry. Miąższość osadów plejstoceniowych wynosi od kilku do około 50 m, najczęściej nie przekracza 30 m. W dolinach rzecznych i zagłębieniach terenu zalegają najmłodsze wiekiem osady holoceniowe (piaski i mułki oraz osady organiczne — głównie torfy). Poziom wód gruntowych występuje przeważnie w osadach plejstocenu i lokalnie holocenu, a tylko miejscami, we wschodniej części regionu, w utworach podłoża przedkenozoicznego.

Obszar badań o powierzchni około 20,5 tys. km² obejmuje tereny województw: małopolskiego, świętokrzyskiego, podkarpackiego, lubelskiego oraz fragment województwa śląskiego.

Punkty badawcze sieci obserwacyjnej monitoringu wód gruntowych wyznaczono na terenach zagrożonych podtopieniami (w dolinach rzecznych w strefach drenażu) i suszą (na wysoczyznach w strefach wododziałowych) oraz na obszarach zagrożonych degradacją jakości wód podziemnych. Każdy wyznaczony punkt spełnia określone kryteria, m. in. reprezentatywność otworu dla warstwy wodonośnej, wymogi techniczne, lokalizacja poza zasięgiem oddziaływań lokalnych i zgoda właściciela terenu.

Przy wyznaczaniu punktów przyjęto ogólną zasadę, aby w pierwszej kolejności były to punkty sieci Stacjonarnych Obserwacji Wód Podziemnych PIG (SOWP), obecnie działające i okresowo wyłączone, oraz punkty monitoringów regionalnych. W rejonach, na których nie ma odpowiednich punktów SOWP, wybrano nadające się do adaptacji studnie wiercone nieeksploatowane lub o bardzo małym poborze wody. Jeśli istniała taka możliwość, wybierano je w pobliżu punktów obserwacyjnych IMiGW (wodowskazów, posterunków opadowych).

W północnej części dorzecza górnej Wisły zaprojektowano 54 punkty badawcze sieci obserwacyjnej wód gruntowych. Jeden punkt przypada średnio na powierzchnię około 500 km². 16 punktów stanowią otwory wybrane z sieci Stacjonarnych Obserwacji Wód Podziemnych PIG. Są to studnie wiercone, nieczynne lub o małym poborze wody oraz piezometry. Pozostałe 38 punktów to wytypowane studnie wiercone, również nieczynne lub o małym poborze wody. 20 punktów wyznaczono na obszarach zagrożonych podtopieniami, a 34 na obszarach zagrożonych suszą. Pośród punktów położonych na terenach zagrożonych suszą 4 znajdują się na terenach zagrożonych jednocześnie degradacją lub pogorszeniem się jakości wód podziemnych. Ich ostateczną przydatność dla potrzeb monitoringu będzie można ocenić dopiero po analizie wyników obserwacji prowadzonych przez okres przynajmniej jednego roku hydrologicznego.

W dyskusji brali udział: J. Prażak, G. Kowalczevska, J. Gagol, K. Machowska i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 5 kwietnia 2006 r.

Jan PRAŻAK: Wskazanie możliwości pozyskania dla Kielc wód kopalnianych na terenie „Białego Zagłębia”

Tzw. białe zagłębie k/Kielc jest rejonem intensywnej eksploatacji wapieni, margli i dolomitów, głównie dla potrzeb przemysłu wapienniczego, cementowego i drogownictwa. Obejmuje ono centralną i zachodnią część synkliny gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej w Górach Świętokrzyskich. Obecnie czynnych jest tam sześć kopalń odkrywkowych. Wyrobiska pięciu z nich są odwadniane z rzepi zlokalizowanych na najniższych poziomach eksploatacyjnych (kamieniołomy: Ostrówka, Jaźwica, Trzuskawica, Kowala i Radkowice). Woda z odwodnień, obecnie o łącznej ilości 1872 m³/h jest odprowadzana do rzek Hutki i Bobrzy, a tylko niewielką jej część zakłady górnicze wykorzystują do celów technologicznych. Środkowo- i górnodewońskie wapienie, margle i dolomity w synklinie stanowią jednocześnie ważny dla zaopatrzenia ludności, rolnictwa i przemysłu w wodę zbiornik wód podziemnych. Jego wschodnia część uzyskała nawet status głównego zbiornika wód podziemnych wymagającego szczególnej ochrony -GZWP 418 (Kleczkowski, 1990). Wśród licznych ujęć wód podziemnych znajdują się w Dyminach dwa czynne ujęcia komunalne Kielc (Fabet i na terenie Browaru „Belgia”) oraz niepodłączone dotychczas do eksploatacji ujęcia w Sukowie i Marzyszu o łącznych zasobach eksploatacyjnych 1165 m³/h.

Odwodnienie kopalń i eksploatacja wód podziemnych spowodowały powstanie rozległego leja depresyjnego obejmującego centralną i zachodnią część synkliny. Zaznaczył się też istotny wpływ odwodnień na zasoby eksploatacyjne czynnych ujęć komunalnych. Uległy one wyraźnemu zmniejszeniu i będą się nadal zmniejszać w miarę wydobywania kopalni na coraz to niższych poziomach eksploatacyjnych. Istnieje realna potrzeba wyrównania zachodzących strat i pozyskania dla celów komunalnych przynajmniej części wody z odwodnień górniczych. Możliwość ich pozyskania, w dostosowaniu do obecnego uzbrojenia wodociągowego terenu, oceniono przy pomocy modelowania hydrogeologicznego na pięciowarstwowym modelu numerycznym (program *Visual MODFLOW* v.4.1.). Model dotarowano na obecny stan warunków hydrogeologicznych i obliczono na nim prognozy dalszych zmian jakie nastąpią przy planowanym wzroście wydobywania kopalni w latach 2010 i 2015 oraz przy maksymalnym i jednoczesnym odwodnieniu wszystkich pięciu kopalń w obszarze (tzw. prognoza „widmo”). W celu wyrównania strat jakie nastąpią w zasobach eksploatacyjnych ujęć wody w Dyminach wyznaczono tam teren perspektywiczny do budowy bariery studni odwodniających kopalnie Trzuskawica i Kowala, z których woda mogłaby być wykorzystana dla potrzeb wodociągu komunalnego. Założono, że w skład bariery będą wchodziły także studnie istniejących tam ujęć. Docelowo bariera powinna się składać z 11 studni z których można będzie czerpać wodę dobrej jakości w ilości około 400 m³/h. Jednocześnie ich eksploatacja spowoduje, że zawodnienie wyrobisk tych kopalń zmniejszy się o 130 m³/h. W prognozach eksploatacyjnych uwzględniono także przyszły pobór wody z ujęć komunalnych w Sukowie i Marzyszu w ilości 600 m³/h.

Wyniki prognozy modelowej stały się podstawą do wypracowywanego obecnie porozumienia pomiędzy władzami Kielc i zakładami górniczymi w sprawie realizacji i finansowania inwestycji (studni i magistrali wodociągowych), które pozwolą wyprzedzająco zrekompensować straty jakie nastąpią w zasobach eksploatacyjnych istniejących ujęć wód podziemnych.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 12 kwietnia 2006 r.

Andrzej JUSZCZYK: Złoża kopalni i możliwości ich zagospodarowania w świetle uwarunkowań sozologicznych na obszarze arkusza Piła *Mapy geosrodowiskowej Polski* w skali 1:50 000

Arkusz Piła *Mapy geosrodowiskowej Polski* położony jest w północnej części woj. wielkopolskiego i na bardzo małym fragmencie w południowo-wschodniej części woj. zachodniopomorskiego. Obejmuje fragmenty 4 powiatów: pilskiego, czarnkowsko-trzcianieckiego, chodzieskiego i wałeckiego. Zgodnie z podziałem fizyczno-geograficznym Polski wg. Kondrackiego obszar ten należy do 5 mezoregionów: Pojezierze Wałeckie, Dolina Gwdy, Kotlina Gorzowska, Dolina Środkowej Noteci, Pojezierze Chodzieskie. Dominującym elementem morfologicznym jest dolina Gwdy i Noteci (przebiegająca z północnego-wschodu na południowy zachód. Opisany obszar ma charakter przemysłowo-rolniczy.

Na terenie arkusza udokumentowanych jest 13 złóż kopalni. Wśród nich znajduje się 8 złóż kruszywa naturalnego, 1 piasek do produkcji betonów komórkowych, 1 surowców ilastych ceramiki budowlanej, 1 kredy jeziornej, 1 piasek szklarskich oraz fragment złoża węgla brunatnego. Tylko jedno złożo udokumentowane jest w kat. C₂, a pozostałe głównie w kat. B lub C₁. Są to złoża powszechnie występujące (11 złóż) lub rzadkie w rejonie występowania złoża bądź w skali całego kraju (po 1 złożo).

Z punktu widzenia konfliktowości ich eksploatacji należą do małokonfliktowych (10 złóż) lub konfliktowych (3 złoża — z uwagi na położenie w obrębie lasów). Spośród nich 7 jest zagospodarowanych i eksploatowanych, 3 są niezagospodarowane, a w obrębie 3 złóż eksploatacji zaniechano.

W ramach prac przy sporządzaniu niniejszego arkusza mapy wytypowano jeden obszar perspektywiczny dla poszukiwania kruszywa naturalnego (w tym wydzielono obszar prognostyczny), jeden perspektywiczny obszar dla surowców ilastych ceramiki budowlanej oraz trzy perspektywiczne dla poszukiwania złóż torfu.

Na obszarze arkusza Piła, znajdują się następujące obszary chronionego krajobrazu: „Dolina Noteci” oraz „Pojezierze Wałęckie i Dolina Gwdy”. Ponadto ochroną objęto 3 użytki ekologiczne oraz 31 pomników przyrody (1 nieożywionej i 30 żywej). Zgodnie z systemem ECONET Polska wzdłuż Noteci rozciąga się obszar węzłowy o znaczeniu międzynarodowym — „Obszar Dolnej Noteci” oraz korytarz ekologiczny o znaczeniu międzynarodowym — „Pradolina Noteci”. W systemie Europejskiej Sieci Ekologicznej Natura 2000 wydzielono tu trzy obszary: ochrony ptaków „Nadnoteckich Łęgi” oraz „Dolina Środkowej Noteci i Kanału Bydgoskiego”, a także ochrony siedlisk „Dolina Noteci”.

Biorąc pod uwagę usytuowanie niezagospodarowanych złóż lub o zaniechanej eksploatacji, a także obszarów perspektywicznych należy stwierdzić że:

- eksploatacja dwu niezagospodarowanych złóż kruszywa „Mirosław Ujski” i „Mirosław Ujski – zar.” jest mało prawdopodobna z uwagi na położenie złóż na terenie leśnym,

- eksploatacja niezagospodarowanego złoża węgla brunatnego „Trzcianka” jest mało prawdopodobna z uwagi na jej konfliktowość (klasa B) i pociągnięcie za sobą dużej degradacji środowiska,

- wznowienie eksploatacji złóż kruszywa „Dolaszewo”, surowców ilastych ceramiki budowlanej „Kotuń” oraz kredy jeziornej „Wrząca” nie jest możliwe,

- istnieje możliwość udokumentowania złóż kruszywa lub surowców ilastych ceramiki budowlanej w obrębie wytypowanych obszarów perspektywicznych,

- z uwagi na położenie torfów w obrębie obszaru chronionego krajobrazu „Dolina Noteci” nie będzie można udokumentować złóż w kategorii przemysłowej.

W dyskusji brali udział: W. Ślusarek, M. Nowak, J. Gągoł, A. Romanek, G. Herman i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 19 kwietnia 2006 r.

Jerzy GĄGOŁ, Maria KULETA, Stanisława ZBROJA: **Odmiany litologiczno-surowcowe dolnotriasowych piaskowców z regionu świętokrzyskiego**

W utworach dolnego triasu obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich występują odmiany piaskowców, spełniające kryteria naturalnych kamieni budowlanych o wysokiej wartości użytkowej. Są to kwarcowe piaskowce ciosowe w różnych odcieniach barwy czerwonej, a także barwy różowej, żółtokremowej, szarej i białej.

Prelegenci wyróżnili 5 głównych odmian litologicznych omawianych piaskowców, które reprezentują określone ogniwa litostratygraficzne i określone rejony historycznej i współczesnej eksploatacji. Scharakteryzowali ich cechy litologiczne (makroskopowe i mikroskopowe), właściwości fizyczno-techniczne, cechy użytkowe oraz wskazali ważniejsze realizacje architektoniczne z użyciem poszczególnych odmian.

Piaskowce z rejonu Gałęziec to czerwone i różowe piaskowce reprezentujące dolny pstry piaskowiec (formacja z Zagnańska). Udokumentowane zostały w złożach „Kopaniny” i „Zajączków”. Wydobywane były dawniej także w kamieniołomach w Podzamczu Chęcińskim i na Jankowej Górze. Zastosowano je m. in. w murach kieleckiej bazyliki katedralnej oraz w kościołach w Sułoszowej k. Olszusa, Polichnie i Rykoszynie.

Piaskowce z rejonu Tumlina to czerwone piaskowce reprezentujące ogniwo z Tumlina w obrębie dolnego pstrego piaskowca. Charakteryzują się bardzo dobrą podzielnością płytową. Udokumentowane zostały w złożach: „Tumlin Gród”, „Ciosowa”, „Wykień”, „Sosnowica”. Zastosowano je m. in. w okładzinie gmachu MSZ w Warszawie i kościoła w Tumlinie. Stosowane były także często jako płyty chodnikowe.

Piaskowce z rejonu Wiór to czerwone piaskowce występujące w środkowym pstrym piaskowcu (formacja z Wiór). Eksploatowane były w kamieniołomach w rejonie Wiór, Nosowa, Stryczowic. Wielkie ilości tej kopaliny zostały pozyskane przy budowie zbiornika wodnego „Wióry”. Wykorzystano je w budowlach sanktuarium maryjnego w Kałkowie k. Kunowa i w budowlach technicznych zapory wspomnianego zbiornika.

Piaskowce z rejonu Suchedniowa reprezentują dolny ret (formacja z Baranowa). Są to piaskowce czerwone (złoża „Kopulak”, dawne kamieniołomy w Wąchocku i w Mniowie), a także różowe (złoża „Kamienna Góra-Suchedniów”, „Baranów”). Zastosowano je m. in. w murach i kamieniarce XIII-wiecznego klasztoru cystersów w Wąchocku, w cokole pomnika Chopina w Warszawie i w licznych pomnikach na cmentarzu Powązkowskim.

Piaskowce z rejonu Parszowa i Dołów Biskupich reprezentują górny ret (warstwy z Krynek). Są to piaskowce o barwie białej, szarozółtej, niekiedy szaroróżowej. Udokumentowane zostały w złożach „Stokowiec” i „Parszów”. Eksploatowane były ta-

kże w kamieniołomie w Dołach Biskupich (Witulinie). Z tego złoża pochodzi materiał użyty m. in. w pałacu Ostrogskich w Warszawie i w pałacu w Wilanowie, a także zastosowany w XIX w. do budowli regulujących rzekę Kamienną, a później do budowy fortec w Dęblinie i Modlinie.

Pośród 5 wyróżnionych odmian, szczególnie wyraźną odrębność litologiczną (m. in. mniejsza porowatość i nasiąkliwość, dobre wysortowanie szkieletu ziarnowego i stosunkowo dobre obtoczenie ziarn) wykazują piaskowce tumlińskie. Są to piaskowce o genezie eolicznej. Pozostałe odmiany piaskowców są osadami rzek roztokowych, a piaskowce z rejonu Parszowa i Witulina powstały częściowo w środowisku płytkomorskim, przybrzeżnym.

Na obecne cechy fizyczno-techniczne omawianych piaskowców miała obok genezy osadu, składu szkieletu ziarnowego oraz ilości i jakości pierwotnego spoiwa, przede wszystkim złożona historia ich diagenety. Do ważniejszych procesów diagenetycznych, które wpłynęły na zwięźłość omawianych skał, należy cementacja kwarcem. Mniejszy udział miała kompaktacja mechaniczna i cementacja minerałami ilastymi, hematytom i kalcytem. Cementacja następowała głównie we wczesnych etapach diagenety. Wyrażona jest powstawaniem kwarcowych, regeneracyjnych obwódek na ziarnach kwarcu, poprzedzonych często ilasto-żelazistą powłoką. Procesy te, utrwalając szkielet ziarnowy i zmniejszając pierwotną porowatość, utrudniały kompaktację osadów.

Dobłą jakością i walory użytkowe omawianych piaskowców potwierdzają zarówno analizy właściwości fizyczno-technicznych, jak i wielowiekowa, sięgająca XIII wieku tradycja ich użytkowania w architekturze, oraz stan zachowania w zabytkowych budowlach. Wśród innych, historycznych już, zastosowań omawianych piaskowców należy wymienić produkcję żaren, kamieni młyńskich, tocydeł, oselek, ogniotrwałych wykładzin pieców hutniczych (do dziś w niewielkim zakresie) i kwasoodpornych kadzi.

Od wielu stuleci piaskowce dolnotriasowe służą jako budowlany kamień łamany, kamień ciosowy, kamień obrabiany ręcznie i maszynowo, w formie kamiennych elementów budowlanych i jako materiał rzeźbiarski. Obecnie omawiane piaskowce są szeroko wykorzystywane w tzw. małej architekturze (jako ozdobny materiał konstrukcyjny lub okładzinowy) oraz do oblicowywania budowli (w postaci elementów płytowych łupanych lub piłowanych). Walory użytkowe i estetyczne dolnotriasowych piaskowców potwierdzają ich współczesne zastosowania w architekturze sakralnej (oprócz wspomnianych wyżej kościołów w Polichnie i Rykoszynie, także m. in. kościoły w Zajączkowie i Wiśniówce oraz kościół p.w. św. Maksymiliana w Kielcach). Bardzo chętnie omawiane piaskowce są też wykorzystywane w architekturze ogrodowej (w tym także w postaci chodników i posadzek zewnętrznych).

Istnieją perspektywy rozpoznania i eksploatacji nowych złóż świętokrzyskich piaskowców dolnotriasowych. Rozwój ich eksploatacji jest możliwy i pożądany. Omawiane piaskowce mogą i powinny być dalej, jak były w minionych stuleciach, ważnym tworzywem polskiej architektury.

W dyskusji brali udział: A. Juszczyk, M. Nowak, E. Wróblewska, G. Herman, T. Wróblewski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 26 kwietnia 2006 r.

Jan MALEC: Profil dewonu w otworze Bostów 7

W regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich, tylko w nielicznych otworach wiertniczych uzyskiwano profil dewonu o miąższości kilkuset metrów. Lokalizowane były głównie w obrębie dewonu dolnego, a celem było rozpoznanie kompleksów piaskowcowych pod kątem złożowym. Wyjątkiem jest profil otworu Bostów 7, odwiercony na północ od wychodni dewonu dolnego, w którym pod czwartorzędem, utwory dewonu uzyskano na głębokości 13,6–501,6 m, o rzeczywistej miąższości około 400 m.

Wiercenie zaprojektowane przez Jana Czarnockiego, zostało zakończone w 1950 roku. Badacz ten wykonał szczegółowy opis profilu nawierconych skał, przedstawił charakterystykę litologiczną i faunistyczną w 332 interwałach skalnych o miąższości od 0,4 do 3,7 m. Poza wykonaniem opisu profilu, J. Czarnocki nie przyporządkował przewierconych serii skalnych jednostkom litostratygraficznym wyróżnianym ówczesznie w dewonie regionu łysogórskiego.

W sekwencji dewonu otworu Bostów 7 wyróżniono cztery główne kompleksy litologiczne. Od góry profilu są to: iłowce i wapień, wapień z fauną koralowców, mułowce i piaskowce, oraz łupki margliste i wapień. W dewonie regionu łysogórskiego, serie tych osadów odpowiadają jednostkom litostratygraficznym o dużym rozprzestrzenieniu lateralnym i znanej pozycji stratygraficznej. W kolejności od stropu reprezentują one warstwy: nieczulickie, pokrzywiańskie, świętomarskie i skalskie.

Warstwy nieczulickie (głęb. 13,6–326,9 m), miąższość rzeczywista około 250 m. Profil warstw nieczulickich złożony jest głównie z ciemnoszarych iłowców ze styliolinami z podrzędnym udziałem cienkich przeławień wapieni i margli, które tylko w niektórych częściach profilu tworzą serie o grubości od kilku do 10 m (głęb. 99,2–109,2 m; 122,2–131,2 m; 180,0–186,0 m; 274,1–277,1 m; 286,1–289,1 m; 309,1–313,1 m; 320,9–322,9 m). Ogólny udział wkładek wapieni i margli w przewierconym profilu warstw nieczulickich nie przekracza 12% ogólnej miąższości jednostki. W warstwach nieczulickich J. Czarnocki zanotował obecność organizmów reprezentujących liczne grupy świata zwierzęcego a także mikroszczątki roślinne. Należą do nich: stylioli-

ny (głęb. 18,9–296,1 m), łodziki (głęb. 21,6–86,2 m), goniatyty (głęb. 29,2–252,1 m), małże z rodzaju „*Buchiola*” (głęb. 18,9–297,1 m), „*Pterochaenia*” (głęb. 75,2–121,2 m), ramienionogi (głęb. 122,2–322,1 m), w tym z rodzaju „*Liorhynchus*” (głęb. 123,2–220,3 m), „*Lingula*” (głęb. 279,1–310,1 m), „*Atrypa*” (głęb. 279,1–310,1 m), szczątki ryb (głęb. 120,2–121,2 m), trochity liliowców (głęb. 163,5–295,1 m) oraz megaspory (głęb. 240,0–280,0 m). Znaczną część skamieniałości występujących w warstwach nieczulickich J. Czarnocki oznaczył do rangi rodzaju. W chwili obecnej rodzaje te są inaczej definiowane, dlatego też nazwy rodzajowe nadane przez tego badacza ujęte zostały w cudzysłów. Większość skamieniałości występujących w warstwach nieczulickich należy do form nektonicznych lub do pseudoplanktonu. Nie występuje natomiast płytkomorska fauna koralowcowa.

Warstwy pokrzywiańskie (głęb. 326,9–328,1 m), miąższość rzeczywista około 1 m. Reprezentowane są przez wapienie i margle z cienkimi przewarstwieniami czarnych łupków marglistych, z bogatą fauną ramienionogów i gniazdowo rozmieszczonymi koralowcami (tworzącymi „krzewy koralowe”).

Warstwy świętomarskie (głęb. 328,1–409,0 m), miąższość rzeczywista około 60 m. Profil warstw świętomarskich zdominowany jest przez mułowce z łyszczykami i iłowce z podrzędnym udziałem cienkich warstw drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych o szarej barwie. Jedynie w stropowej i spagowej części profilu (głęb. 328,6–333,5 m; 339,5–342,8 m; 406,3–409,0 m) występują zwarte serie piaskowcowe o grubości do kilku metrów.

Warstwy skalskie (głęb. 409,0–501,6 m), miąższość rzeczywista około 80 m. W stropowej części warstw skalskich (głęb. 409,0–417,7 m) występują ciemnoszare iłowce i mułowce. Niższa część profilu (głęb. 417,7–444,0 m) złożona jest z ciemnoszarych lub czarnych łupków marglistych, z wkładką wapieni marglistych na głęb. 431,0–432,0 m. Niżej, do głęb. 477,1 m występują ciemnoszare lub czarne wapienie margliste, rzadziej margle, z nielicznymi cienkimi wkładkami łupków marglistych. Dolna część nawierconych warstw skalskich (do głęb. 500,6 m) wykształcona jest w postaci kilkumetrowych, naprzemianległych serii czarnych łupków marglistych i wapieni. W spagowej części profilu (głęb. 500,6–501,6 m) nawiercono szare mułowce z cienkimi wkładkami piaskowców kwarcowych. W całej sekwencji warstw skalskich makroskamieniałości nie są najprawdopodobniej licznie spotykane, gdyż tylko z jednego interwału (głęb. 427,0–429,0 m) J. Czarnocki ogólnie opisuje obecność fauny.

Tektonika. W górnej części warstw nieczulickich, na głęb. 13,6–160,0 m, upad warstw mieści się w przedziale 15–70°. Wartości skrajne reprezentowane są przez pojedyncze pomiary. W obrębie podanej wyżej głębokości, przeciętny upad wynosi około 45°. W dolnej części warstw nieczulickich (głęb. 160,0–326,9 m), upad jest mniejszy, w granicach 20–42°, przeciętnie wynosi około 35°. W sekwencji warstw świętomarskich upad warstw zawarty jest w zakresie 24–42°, przeciętnie wynosi około 36°. W całym profilu warstw skalskich występuje silne zlustrowanie i zdyslokowanie skał, obecne są liczne użylenia kalcytowe, a przeciętny upad warstw wynosi około 36°.

Korelacje. Stropowa część warstw skalskich w profilu Bostowa, wykształcona w postaci kompleksu iłowcowego, rozpoznana została także w profilach Skał i Śniadki. W pierwszym z nich, utwory te udokumentowano na odcinku około 10 m, bez kontaktu z warstwami świętomarskimi i niższą, węglanową częścią warstw skalskich. Można przypuszczać, że w profilu Skał miąższość tego kompleksu wynosi około 10–15 m. W profilu Śniadki, analogiczny kompleks iłowcowy ze stropowej części warstw skalskich liczy około 14 m. Niższa część sekwencji warstw skalskich w profilu Bostowa wykształcona jest w postaci wapieni i margli z nieliczną makrofauną. Ogólne wykształcenie litologiczne tego odcinka warstw skalskich jest zbliżone do profilu Skał, gdzie odpowiadają im osady występujące w kompleksach XXIII–XXV (według podziału Pajchlowej, 1957). Zachodzą pomiędzy nimi jednakże wyraźne różnice. W profilu Bostowa, J. Czarnocki nie stwierdził obecności fauny koralowcowej ani wapieni biohermalnych, które występują w kompleksach XXIII i XXV profilu Skał. W przeciwieństwie do profilu Skał, gdzie w kompleksie XXIV występują warstwy mułowcowe z wkładkami piaskowców, w profilu Bostowa takich skał nie stwierdzono. Najniższa część warstw skalskich nawiercona w Bostowie, jest podobnie wykształcona jak górny odcinek kompleksu XXII w profilu Skał. W obu profilach, w podobnej pozycji stratygraficznej występują łupki margliste oraz mułowce z wkładkami piaskowców kwarcowych. W profilu Skał stwierdzono je na odcinku około 5 metrów, natomiast w Bostowie nawiercono około 1 metra ich stropowej części. Z porównania wykształcenia litologicznego górnej części warstw skalskich wynika, że w stosunku do rejonu Skał, gdzie występują budowle biohermalne, w profilu Bostowa dominuje facja łupków marglistych. Fakt ten może wskazywać, że w okolicy Bostowa, sedymentacja górnej części warstw skalskich odbywała się w bardziej głębokowodnych warunkach.

W rejonie Bostowa, profil warstw świętomarskich utworzony jest głównie z osadów mułowcowych i iłowcowych. W stosunku do profilu Skał i rejonu Pokrzywiani, w Bostowie w warstwach świętomarskich występuje znacznie mniejszy udział facji piaskowcowych. Podobnie jak w Bostowie, wyraźną dominację facji mułowcowej nad piaskowcową obserwuje się w obrębie tej jednostki w profilu Świętomarz-Śniadka. W przeciwieństwie do profilu warstw świętomarskich z rejonu Skał i Pokrzywiani, gdzie miąższość tej jednostki wynosi około 100 m, w profilu Bostowa ulega ona zmniejszeniu prawie o połowę.

Warstwy pokrzywiańskie były dotychczas udokumentowane na obszarze pomiędzy Skałami a Pokrzywianką, gdzie osiągały 9–10 m miąższości. W rejonie tym wykształcone są w postaci wapieni biostromalnych z liczną fauną koralowców, ramienionogów oraz dużych bulastych stromatoporoidów w części spagowej. Na obszarze położonym na zachód od Pokrzywianki, utwory te nie były dotychczas rozpoznane. Profil Bostowa wskazuje, że facja wapieni biostromalnych warstw pokrzywiańskich w kierunku zachodnim regionu łysogórskiego sięga na pewno do okolic Bostowa. Pomiedzy Pokrzywianką a Bostowem, utwory te ulegają wyraźnemu wyklinowaniu. W rejonie Bostowa występuje szczątkowa facja warstw pokrzywiańskich, pozbawiona fauny stromatoporoidowej, gdzie środowisko sedymentacji było bardziej głębokowodne. Można przypuszczać, że w niewielkiej odległości na

zachód od Bostowa, warstwy pokrzywiańskie ulegają całkowitemu wyklinowaniu, a warstwy świętomarskie przechodzą tam bezpośrednio w warstwy nieczulickie.

W rejonie Bostowa, dolna część warstw nieczulickich charakteryzuje się bardzo podobnym wykształceniem litologicznym jak w profilu Skał. W obu profilach występuje takie samo następstwo osadów, w tym obecność wapieni z fauną ramienionogową oraz iłowce z licznymi megasporami. Dolne serie warstw nieczulickich z udziałem wapieni i margli, w obu profilach mają zbliżoną miąższość, około 60–70 m. Powyżej tych utworów pojawia się gruby, jednorodny kompleks iłowców ze styliolami, który w profilu Skał odsłania się na odcinku ponad 40 m. Wyższa część warstw nieczulickich przykryta jest w tym profilu osadami triasu. W profilu Bostowa, kompleks iłowców ze styliolami liczy około 75 metrów. W rejonie Bostowa, profil litologiczny wyższej części warstw nieczulickich został rozpoznany po raz pierwszy w sekwencji dewonu środkowego regionu łysogórskiego. Takie samo wykształcenie litologiczne warstw nieczulickich w profilach Skał i Bostowa wskazuje, że osady depozytowane w środowiskach bardziej głębokowodnych (w przeciwieństwie do warstw skałskich) zachowują zbliżone wykształcenie facjalne na większym obszarze.

W dyskusji brali udział: M. Kuleta, Z. Złonkiewicz, A. Romenek i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 10 maja 2006 r.

Zbigniew SZCZEPANIK, Jan MALEC: Zestawienie oraz graficzna prezentacja lokalizacji i wyników badań geochemicznych skał z regionu świętokrzyskiego

W latach 1965–1994, w Oddziale Świętokrzyskim Państwowego Instytutu Geologicznego w Kielcach istniało laboratorium zajmujące się badaniami chemicznymi i geochemicznymi próbek skalnych. W okresie jego działalności wykonano w nim kilkanaście tysięcy analiz chemicznych i spektralnych, głównie dla potrzeb bieżących prac badawczych prowadzonych w Oddziale. Badano głównie próbki pochodzące z otworów wiertniczych. Wyniki analiz były na bieżąco wykorzystywane w opracowaniach realizowanych prac, jedynie niewielka część z nich została opublikowana. Nie wszystkie jednakże wyniki badań analitycznych były zamieszczane w formie kompletnych tabel i zestawień. Często służyły one jedynie jako dane wyjściowe do tworzenia bardziej ogólnych syntez, wykresów itp.

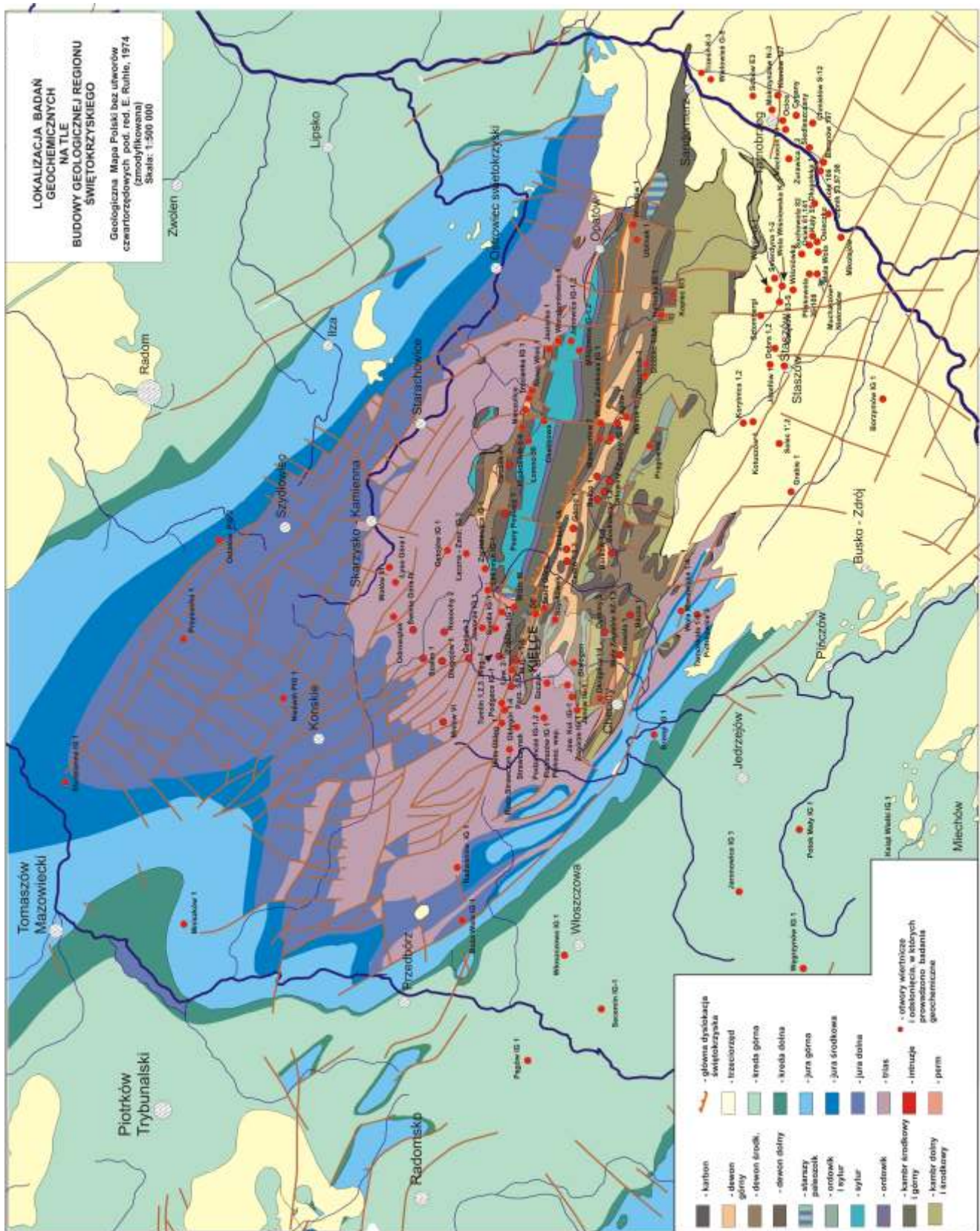
Do chwili obecnej nie było ogólnie dostępnej informacji o rezultatach przeprowadzonych badań. Prezentowana praca jest próbą uporządkowania i zestawienia w jednej bazie wyników badań chemicznych i geochemicznych wykonanych w Oddziale Świętokrzyskim PIG.

Zebrane w opracowaniu wyniki badań geochemicznych (spektralnych) zestawiono na podstawie różnych dostępnych źródeł. Większość informacji pozyskano z notatników rękopiśmiennych, część pochodzi z tabel zamieszczonych w opracowaniach archiwalnych złożonych w filii CAG przy Oddziale Świętokrzyskim PIG. Nieliczne wyniki zebrano z komputerowych baz danych zestawianych w pierwszej połowie lat dziewięćdziesiątych przy okazji opracowań wyników niektórych otworów wiertniczych. W opracowaniu ujęto zdecydowaną większość wyników badań spektralnych. Nie uwzględniono jednak wszystkich posiadanych wyników z uwagi na niepewną informację o części z nich, dotyczącą miejsca pobrania próbek i wieku badanych skał.

W opracowaniu zebrano wyniki 7735 analiz. Dane te pochodzą ze 199 otworów wiertniczych i nielicznych odsłoneń terenowych (Rys. 1). Badane profile rozmieszczone są na całym obszarze trzonu paleozoicznego oraz na obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich (Rys. 1). Badania geochemiczne koncentrowały się głównie w kilku obszarach, o największym natężeniu prac wiertniczych. Należy do nich bliskie północno-zachodnie obrzeżenie permsko-mezozoiczne oraz południowa część regionu. Z tego ostatniego materiał badawczy pochodził głównie z licznych wierceń wykonywanych w celu poszukiwań i dokumentacji złóż siarki.

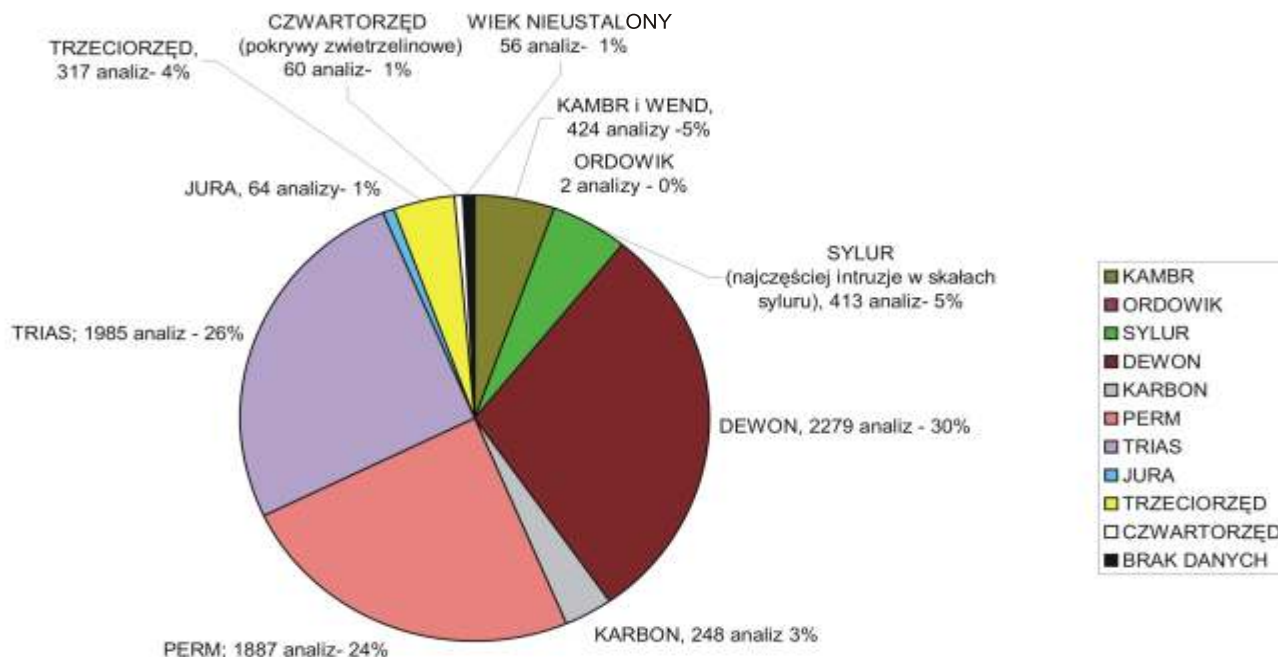
W zdecydowanej większości, prace laboratoryjne były efektem realizacji dużych tematów badawczych prowadzonych w Oddziale Świętokrzyskim PIG. Wyniki badań dotyczą głównie formacji skalnych dokumentowanych pod kątem prospekcji złóżowej. Były nimi przede wszystkim utwory dewonu i permu, badane w związku z poszukiwaniem koncentracji złóżowych metali. Lokalnie charakteryzowano spektrum geochemiczne skał dewońskich i triasowych opracowywanych dla potrzeb złóżowych. Liczne dane geochemiczne zostały zgromadzone w efekcie kompleksowych badań profili otworów wiertniczych zlokalizowanych w synklinie piekoszowskiej oraz na północno-zachodnim obrzeżeniu paleozoiku świętokrzyskiego.

W profilu stratygraficznym Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia, badania geochemiczne są bardzo nierównomiernie rozmieszczone. Zdecydowanie przeważają analizy skał dewońskich, triasowych i permskich (Rys. 2). W mniejszym stopniu zbadane zostały pod względem geochemicznym skały staropaleozoiczne (Rys. 2). Utwory kambru (lub wendu) analizowano głów-



Rys. 1

WIEK SKAŁ Z KTÓRYCH WYKONYWANO BADANIA GEOCHEMICZNE W LABORATORIUM GEOCHEMII ODDZIAŁU ŚWIĘTOKRZYSKIEGO PIG W KIELCACH



Rys. 2

nie w otworach wiertniczych z południowej części regionu. Inne serie skał starszego paleozoiku badano okazjonalnie. Część z nich reprezentowała fragmentaryczne profile nawiercane poniżej sekwencji młodopaleozoicznych rozpoznawanych w aspekcie złożowym. W nielicznych przypadkach studia geochemiczne obejmowały wybrane intruzje skał magmowych — lamprofirów i diabazów.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 17 maja 2006 r.

Andrzej JUSZCZYK: **Złoża kopalin i możliwości ich zagospodarowania w świetle uwarunkowań sozologicznych na obszarze arkusza Siedlisko *Mapy geośrodowiskowej Polski* w skali 1:50 000**

Arkusz Siedlisko *Mapy geośrodowiskowej Polski* w skali 1:50 000 położony jest w północnej części woj. wielkopolskiego. Prawie całą powierzchnię obszaru arkusza zajmuje mezoregion Kotlina Gorzowska, wchodzący w obręb makroregionu Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka. W południowej części obszaru arkusza równoleżnikowo przebiega jeden z submezoregionów Kotliny Gorzowskiej — Dolina Dolnej Noteci. Widoczna jest tutaj wyraźna różnica krajobrazowa pomiędzy zajęętym przez łąki zatorfionym dnem doliny, a sąsiadującymi terenami piaszczystymi, na których występują pola wydymowe porośnięte borem sosnowym. Dominujące znaczenie gospodarcze na omawianym obszarze ma rolnictwo, zwłaszcza hodowla bydła i gospodarka leśna. Brak jest tutaj zakładów przemysłowych.

Na obszarze arkusza Siedlisko udokumentowano: 11 złóż kruszywa naturalnego, 2 złoża surowców ilastych oraz 1 złożo węgla brunatnego, ogółem 14 złóż. Są one udokumentowane głównie w kat. C₁ (12 złóż, z czego 2 są niezagospodarowane, w 5 zaniechano eksploatacji i w 5 prowadzona jest eksploatacja złoża). W kat. C₂ udokumentowane są dwa złoża kruszywa naturalnego, które nie są udostępnione górnictwo. Ponadto, w trakcie prac nad realizacją mapy geośrodowiskowej wytypowano 7 perspektywicznych obszarów występowania kruszywa gdzie możliwe jest udokumentowanie złóż.

Na terenie obszaru arkusza znajdują się 3 obszary chronionego krajobrazu, w jednym z nich „Puszczy Noteckiej”, położony jest rezerwat torfowiskowy „Wilcze Błoto”. Ponadto ochroną na terenie arkusza objęto 10 pomników przyrody żywej oraz 4 użytki ekologiczne. Występujące w granicach arkusza kompleksy leśne zajmują około 50% powierzchni. Są one w przeważającej części zakwalifikowane do lasów ochronnych (wodochronnych). Ważny element środowiska stanowią gleby chronione klas bonitacyjnych od IIIa do IVa, a także łąki na glebach pochodzenia organicznego, zajmujące znaczne obszary w dolinie Noteci.

Zgodnie z systemem Europejskiej Sieci Ekologicznej Natura 2000 na terenie obszaru arkusza Siedlisko znajduje się obszar specjalnej ochrony ptaków „Nadnoteckie Łęgi” oraz specjalny obszar ochrony siedlisk „Dolina Noteci”. Według systemu ECOT-Polska wyznaczony został obszar węzłowy o znaczeniu międzynarodowym „Obszar Dolnej Noteci” oraz obszar węzłowy o znaczeniu krajowym „Obszar Puszczy Noteckiej”.

Biorąc pod uwagę usytuowanie 14 udokumentowanych złóż oraz 7 obszarów perspektywicznych należy stwierdzić, że:

- eksploatacja niezagospodarowanego złoża węgla brunatnego „Trzcianka” jest mało prawdopodobna z uwagi na jej konfliktość (klasa B) i pociągnięcie za sobą znacznej degradacji środowiska,

- eksploatacja dwóch zaniechanych złóż surowców ilastych „Folsztyn” i „Folsztyn II” należy do mało konfliktowych. Wznowienie eksploatacji jest jednak mało prawdopodobne,

- eksploatacja 4 zagospodarowanych złóż kruszywa naturalnego („Zielonowo II”, „Jędrzejewo MŁ”, „Rosko M” i „Rosko MŁ”) należy do mało konfliktowych, a jednego („Nowe Dwory”) do konfliktowych,

- eksploatacja dwóch zaniechanych złóż kruszywa („Kuznica Czarnkowska” i „Jędrzejewo”) należy do mało konfliktowych, a jednego („Zielonowo”) do konfliktowych,

- eksploatacja dwóch niezagospodarowanych górniczo złóż kruszywa („Gulcz”, „Maciejewo”) należy do konfliktowych, a jednego („Bukowiec”) do mało konfliktowych.

- obszary perspektywiczne znajdują się przeważnie w obrębie obszarów chronionego krajobrazu (4 na 7 obszarów). Ponadto położone są często w obrębie lasów, a sporadycznie w obrębie występowania gleb chronionych. Należy więc spodziewać się wystąpienia ograniczeń sozologicznych podczas ewentualnego rozpoznawania tych złóż i ich eksploatacji.

W dyskusji brali udział: W. Ślusarek, G. Herman, J. Gagol, R. Jaworski, A. Romanek i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 14 czerwca 2006 r.

Jan MALEC: **Utwory kambru w przekopie komunikacyjnym kamieniołomu Wiśniówka Duża**

Utwory kambru występujące w przekopie komunikacyjnym prowadzącym do kamieniołomu Wiśniówka Duża, Orłowski (1975) wyróżnił jako ogniwo łupków z Wiśniówki Dużej, stanowiące dolną część formacji łupków z Klonówki. Na obszarze tym leżą one bezpośrednio powyżej formacji piaskowców z Wiśniówki. Według Orłowskiego (*op. cit.*), „...łupki z Wiśniówki (og) stanowią jednostkę o grubości około 100 m, a złożoną z łupków ilastych i mułowcowych o regularnej oddzielności, o barwach ciemnoczerwonych, czekoladowych, czarnych i brunatnych. Łupki przewarstwione są piaskowcami kwarcytowymi, twardymi, o zmiennej grubości warstw, czerwonej barwy. Na powierzchniach piaskowców spotyka się liczne struktury spływowe. Czerwona barwa skał jest cechą wyróżniającą ogniwo w obrębie formacji. Stratotyp ogniwa znajduje się w całości w przekopie prowadzącym z kamieniołomu Wiśniówka Duża na północ. Stratotyp dolnej granicy ogniwa pokrywa się ze stratotypem dolnej granicy formacji. Stratotyp górnej granicy ogniwa znajduje się w północnym końcu przekopu...”.

W przekopie komunikacyjnym do kamieniołomu Wiśniówka Duża zbadano około 90 metrowej miąższości profil kambru, złożony z kilku charakterystycznych jednostek litologicznych, występujących w niezaburzonym tektonicznie porządku stratygraficznym. Tworzą go cztery podstawowe serie skalne: dwa kompleksy mułowcowo-piaskowcowe ze strukturami osuwiskowymi oraz dwa kompleksy piaskowców gruboławicowych.

Dolny kompleks mułowcowo-piaskowcowy ze strukturami osuwiskowymi występuje w południowej części przekopu komunikacyjnego prowadzącego do kamieniołomu. Dolny odcinek profilu złożony jest z mułowców i iłowców z udziałem cienkoławicowych piaskowców, najczęściej kilkucentymetrowej grubości, z pojedynczymi ławicami osiagającymi 30 cm. W obrębie przekopu osady te widoczne są w około 20 metrowym profilu. Dolna część kompleksu słabiej odsłonięta, o miąższości poniżej 10 m, graniczy niżej z kompleksem piaskowców gruboławicowych eksploatowanych w północnej ścianie wyrobiska.

W obrębie omawianych osadów występują zróżnicowane struktury osuwiskowe. Reprezentowane są w postaci fragmentów zrolowanych ławic o grubości od kilkunastu centymetrów do 1,5 metra, w formie ponasuowanych na siebie oderwanych płatów piaskowców średnioławicowych lub jako toczące zwijane tkwiące wśród mułowców. Występująca w tych osadach struktura osuwiskowa o 1,5 metrowej grubości, obocznie przechodzi w ławicę piaskowcową o grubości około 60 cm.

W wyższej części kompleksu dominują ławice piaskowcowe o grubości 10–50 cm, przedzielone mułowcami i piaskowcami cienkoławicowymi. Utwory te, na obu ścianach przekopu mają po około 23 metrów miąższości. Dolne części ławic piaskowco-

wych charakteryzuje bezstrukturalne rozmieszczenie ziaren kwarcu lub też obecność poziomej laminacji, natomiast w stropie występuje laminacja przekątna w małej skali, o grubości do kilku centymetrów. Na spągowych powierzchniach grubszych ławic piaskowcowych, występują duże struktury prądowe o deniwelacjach do 10 cm. Na górnych powierzchniach piaskowców obecne są riplemarki prądowe. Cienkie warstwy piaskowcowe są najczęściej laminowane poziomo, a w stropie przekątnie w małej skali. Zarówno grubsze jak i cieńsze warstwy piaskowców często się wyklinowują, przechodząc obocznie w mułowce. Piaskowce cienkoławicowe przybierają wówczas kształt odizolowanych soczewek o różnej długości. Po wschodniej stronie przekopu, stropowa część kompleksu na odcinku około 7 metrów wykształcona jest w postaci piaskowców średnioławicowych (o 20–40 cm grubości), z pojedynczymi ławicami o grubości do 90 cm, przedzielonych mułowcami z cienkimi warstwami piaskowców.

Dolny kompleks piaskowców gruboławicowych. Wyższa część sekwencji kambru wykształcona jest w postaci kompleksu piaskowców kwarcytowych gruboławicowych, widocznych po obu stronach przekopu. Kompleks ten utworzony jest z ławic o grubości od 70 do 200 cm bez przewarstwień łupkowych. Poszczególne ławice graniczą ze sobą wzdłuż powierzchni erozyjnych. W dolnych odcinkach ławic materiał kwarcowy nie wykazuje uporządkowanych struktur sedymentacyjnych, natomiast w ich górnej części rozmieszczony jest w formie płaskiej laminacji równoległej. W spągu, powierzchnie ławic są nierówne, faliste o deniwelacjach do 10 cm, ze strukturami prądowymi. W zachodniej ścianie przekopu, kompleks piaskowców gruboławicowych ma około 6,5 m, natomiast w ścianie wschodniej, jego maksymalna grubość wynosi około 5 m. W ścianie wschodniej, piaskowce gruboławicowe szybko się wyklinowują, przechodząc obocznie bezpośrednio w piaskowce średnio- i cienkoławicowe z przewarstwieniami mułowcowymi.

Górny kompleks mułowcowo-piaskowcowy ze strukturami osuwiskowymi. Ponad kompleksem piaskowców gruboławicowych, wyższą część sekwencji kambru tworzą zróżnicowane litologicznie osady. Dominują mułowce z cienko- i średnioławicowymi piaskowcami, z pojedynczymi piaskowcami gruboławicowymi (o 50–70 cm grubości), oraz strukturami osuwiskowymi. W zachodniej ścianie przekopu utwory te obejmują około 12 metrów profilu, natomiast na ścianie wschodniej, ich miąższość wynosi około 22 metrów.

Największe struktury osuwiskowe widoczne są na ścianie wschodniej przekopu. Struktura osuwiskowa występująca około 6 metrów powyżej piaskowców gruboławicowych, złożona jest z grubej warstwy piaskowców kwarcytowych plastycznie zdeformowanej w postaci dużych bulastych wypukłości, nieregularnie rozmieszczonych w części spągowej, która na odcinku około 15 m charakteryzuje się zmienną grubością, od 0,5 do 1,3 m. Około 2,5 m wyżej w profilu, na odcinku do 1,2 metra występuje kilka ławic piaskowców kwarcytowych o grubości 10–30 cm, plastycznie pofałdowanych i częściowo zwiniętych. W odległości około 3,5 m ponad nimi, w obrębie piaskowców średnio- i cienkoławicowych, obecna jest duża, zwarta struktura osuwiskowa o nieregularnym soczewkowatym kształcie, grubości do 2 metrów i długości około 15 m. Jest ona złożona z ławic piaskowców kwarcytowych o 15–30 cm grubości, rozdzielonych cienkimi przewarstwieniami mułowcowymi. W niższej części ściany przechodzi ona obocznie w mułowce z cienkoławicowymi piaskowcami. W spągowej części struktury osuwiskowej, kilka kolejnych ławic jest półkuliście wygiętych, silnie wyprasowanych i wygładzonych, co wskazuje, że w obecnym położeniu znalazła się ona na skutek ześlizgu z innej strefy zbiornika. Ponad formą osuwiskową, na odcinku około 4 m występują osady mułowcowe z udziałem warstw piaskowców kwarcytowych o grubości 15–20 cm, oraz piaskowców cienkoławicowych o grubości do kilku centymetrów. Wyższą część profilu na ścianie wschodniej tworzy seria mułowcowa o miąższości około 3,5 m z pojedynczymi warstwami piaskowców cienko- i średnioławicowych.

W zachodniej ścianie przekopu, strukturalnym osuwiskowym ze ściany wschodniej odpowiadają najprawdopodobniej trzy grube ławice piaskowców kwarcytowych o grubości około 50, 60 i 70 cm, z dużymi strukturami prądowymi na powierzchniach spągowych, występujące w obrębie około 7 metrowego profilu leżącego bezpośrednio powyżej dolnego kompleksu piaskowców gruboławicowych.

Górny kompleks piaskowców gruboławicowych. Górną część profilu kambru w przekopie komunikacyjnym tworzy kompleks piaskowców gruboławicowych, złożony z ławic o grubości od 70 do 300 cm, graniczących ze sobą bez przewarstwień łupkowych, wzdłuż powierzchni erozyjnych. Obecne są wśród nich także ławice amalgamowane. W niższych częściach ławic występuje uziarnienie nieuporządkowane, a w górnych — widoczna jest pozioma laminacja materiału kwarcowego. W spągu ławic obecne są struktury prądowe wykształcone w postaci nieckowatych zagłębień oraz odlewów dużych hieroglifów prądowych, które tworzą deniwelacje do 40 cm wysokości. Powierzchnie stropowe ławic pokryte są często małymi zagłębieniami, będącymi śladami po odgazowaniu i/lub ucieczce wody. W zachodniej ścianie przekopu kompleks piaskowców gruboławicowych osiąga około 23 metrów, a w ścianie wschodniej widoczny jest na odcinku około 19 metrów. Piaskowce gruboławicowe przechodzą w stropie w kompleks mułowcowo-piaskowcowy, który w znacznym stopniu przykryty jest zwietrzeliną.

Uwagi końcowe. Przeprowadzone obserwacje wykazały, że czerwona barwa osadów ogniwa łupków z Wiśniówki Dużej jak uważa Orłowski (1975), nie stanowi cechy charakterystycznej tej jednostki. Wiśniową barwę mają tylko cienkie warstwy piaskowców i mułowców występujące w strefie wietrzenia. W strefie tej, grubsze ławice piaskowców mają barwę ciemnoszarą. Mułowce i iłowce z rejonu przekopu komunikacyjnego, występujące w strefie niezwięzłej, mają barwę ciemnoszarą do czarnej. Brunatna barwa pochodzi ze związków żelaza występujących w spoiwie leżących wyżej w profilu zlepieńców permu, infiltrowanych do leżących poniżej utworów kambru. Profil kambru odsłonięty w przekopie komunikacyjnym nie jest wykształcony w facji łupkowej jak podaje Orłowski (1975). Obecne w tym profilu serie piaskowców gruboławicowych oraz mułowcowo-piaskowcowych ze strukturami osuwiskowymi, wskazują na ich ścisły związek genetyczny i facjalny z osadami kambru leżącymi w niższej części profilu Wiśniówki, tzn. z formacją piaskowców z Wiśniówki. Z przynależności utworów kambru występujących w przeko-

pie komunikacyjnym do formacji piaskowców z Wiśniówki wynika, że ogniwo łupków z Wiśniówki powinno być usunięte ze schematu litostratygraficznego górnego kambru w regionie łysogórskich.

Utwory kambru występujące w przekopie komunikacyjnym reprezentują głębokomorską asocjację facjalną charakterystyczną dla sedimentacji na środkowym obszarze głębokomorskiego stożka. Kompleksy piaskowców gruboławicowych odpowiadają sekwencjom kanałowym, natomiast mułowcowo-piaskowcowe ze strukturami osuwiskowymi należą do sekwencji międzykanałowych, z których część była deponowana na obszarze wałów kanałowych. Zróżnicowanie miąższości górnego kompleksu mułowcowo-piaskowcowego ze strukturami osuwiskowymi na obu ścianach przekopu, wynika z różnej odległości tych profili od brzeżnej strefy kanałowej. Występowanie dużych struktur osuwiskowych na wschodniej ścianie przekopu, oraz ich zanikanie przed ścianą zachodnią wskazuje, że podczas sedimentacji tych utworów, obszar głównej dystrybucji materiału terygenicznego, ze strefą kanałową, znajdował się w kierunku wschodnim od przekopu komunikacyjnego.

Z badań geofizycznych wykonanych w rejonie kamieniołomu Wiśniówka Duża wynika (Kowalczewski, i in., 1986), że dolny kompleks piaskowców gruboławicowych ma około 100 m szerokości a górny do 250 m. Wartości te odpowiadają w przybliżeniu szerokościom stref kanałowych z depozycją gruboławicowych piaskowców.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 21 czerwca 2006 r.

Alicja KASPRZYK: Sukcesja i zmienność litofacjalna badeńskich osadów siarczanowych we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego na obszarze Polski

Badeńskie osady siarczanowe zajmują znaczną część (ok. 17 500 km²) zapadliska przedkarpackiego na obszarze Polski (Kwiatkowski, 1972). W północnej peryferyjnej części zapadliska osady te były wielokrotnie opisywane i są dość dobrze poznane w tym rejonie (np. Kubica, 1992; Kasprzyk, 1993, 1999; Bąbel, 1999). Celem prac podjętych przez autorkę było rozpoznanie sukcesji i zmienności tych utworów we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (między Stalową Wolą, Rzeszowem i Przemyślem), gdzie dotychczas nie były przedmiotem szczegółowych badań. Zmienność litofacjalną osadów siarczanowych z tego obszaru poznano na podstawie dostępnych materiałów geologicznych, publikacji i wyników nowo przeprowadzonych badań sukcesji litofacjalnych w kilkunastu otworach wiertniczych, w których gipsy i anhydryty występują na bardzo zróżnicowanej głębokości (od 239,4 do 2410,7 m) i wykazują zmienną miąższość (od 8,8 do 43,8 m) (projekt nr 6.61.0000.00.0). Zbadane skały siarczanowe obejmują zarówno facje sedimentacyjne (gipsy pierwotne) jak i facje diagenetyczne (anhydryty, gipsy wtórne).

Facje sedimentacyjne (gipsy pierwotne). Na obszarze badań gipsy pierwotne rozpoznano w sukcesji osadów siarczanowych w peryferyjnej części zapadliska przedkarpackiego (otwory Cieszanów 1 i Pysznica U-19). Gipsy pierwotne zostały również udokumentowane w obrębie miocenu parautochtonicznego w południowej, przykarpackiej części zapadliska, gdzie odsłaniają się na powierzchni w okolicy Dębicy i Rzeszowa (Urbaniak, 1985; Niemczyk, 1986; Połtowicz, 1991; Nowak i Połtowicz, 2000).

Na północny wschód od Lubaczowa, w profilach głębokich otworów, były opisywane gipsy i anhydryty facji przejściowej oraz mieszane skały gipsowo-anhydrytowe (Ney, 1963; Kasprzyk, 1995). Dalej na wschód w kierunku Roztocza ich miejsce w sukcesji zajmują gipsy, lokalnie z przewarstwieniami wapieni (Ney, 1963; Peryt i Kasprzyk, 1992). Utwory te, o miąższości do 32 m, zostały udokumentowane w licznych otworach wiertniczych wykonanych w rejonie Horyńca. W dolnej części sukcesji występują gipsy selenitowe z wkładkami wapieni piaszczystych, niekiedy siarkonośnych, przechodzące wyżej w gipsy laminowane z przerostami wapieni szarych, silnie kawernistych, z wprysnięciami siarki rodzimej (np. otw. Babczyn 2; Peryt i Kasprzyk, 1992). W otworach Cieszanów 1 i Pysznica U-19 gipsy pierwotne tworzą sukcesję różnych litofacji wykazujących oznaki zastępowania przez anhydryt. W dolnej części (kompleks dolny) występują dość dobrze zachowane warstwowane gipsy selenitowe z przewarstwieniami gipsowych osadów mikrobialnych. Ponad tymi utworami pojawiają się gipsy szkieletowe, zbudowane z kilku-kilkunastocentymetrowych kryształów selenitowych, wzajemnie poprzerastanych w marglisto-gipsowym matriks. Wyżej występują gipsy szablaste z kryształami silnie wydłużonymi i szablasto zakrzywionymi. W obrębie tych utworów, częste są przewarstwienia gipsów laminowanych oraz gniazdowe skupienia węglanów, niekiedy siarkonośnych. Górną część sukcesji (kompleks górny) tworzą głównie gipsy klastyczne: laminowane gipsarenity i brekcje gipsowe (gipsrudyty). Podrzednie występują przewarstwienia osadów mikrobialnych i skał silikoklastycznych.

Oznaki zastępowania gipsów pierwotnych przez anhydryt, w formie chaotycznie rozmieszczonych gruzłów i rozetowych skupień listewkowych kryształów anhydrytu, zazwyczaj zaznaczają się już na głęb. 200 m (Kasprzyk, 2003), natomiast w zbadanych sukcesjach niezmienione gipsy pierwotne występują jeszcze na głęb. 400–500 m (otwory Cieszanów 1 i Pysznica U-19). W otw. Cieszanów 1 w najniższej części sukcesji rozpoznano pseudomorfozy po wielkich, pionowo wydłużonych kryształach selenitowych (ang. *gypsum ghosts*, Warren i Kendall, 1985).

We wschodniej peryferyjnej części zapadliska gipsy pierwotne lokalnie są zastąpione lub przykryte przez gipsonośne utwory węglanowe i piaszkowce wapniste przekątnie laminowane, zaliczane do tzw. wapieni ratyńskich (Peryt i Kasprzyk, 1992), ku stropowi przechodzące w iłowce margliste i margle laminowane i impregnowane gipsem. Utwory te odsłaniają się na obszarze Roztocza w miejscowości Raduż, gdzie osiągają miąższość 5 m. W dolnej części wykształcone są jako szare wapienie warstwowe, ponad którymi występują jasnoszare wapienie kawerniste przechodzące ku górze w wapienie piaszczyste z wkładkami piaszkowca wapnistego (Ney, 1963; Peryt i Kasprzyk, 1992).

Facje diagenetyczne (anhidytry i gipsy wtórne). Anhidytry zajmują przeważającą część zapadliska przedkarpackiego (Kubica, 1992; Peryt, 2000; Kasprzyk, 2003, 2005). W północnej i północno-wschodniej części obszaru badań sukcesja litofacji anhydrytowych w profilu odzwierciedla zmienność litofacjalną i następstwo pionowe pierwotnych skał gipsowych, co pozwala uważać anhydryty za facje diagenetyczne (Kubica, 1992; Kasprzyk, 1995, 2003; Kasprzyk i Orti, 1998). W dolnej części sukcesji występują anhydryty gruzłowe, gruzłowo-mozaikowe, mozaikowe i masywne, podrzędnie z przewarstwieniami anhydrytów kopułkowo i nieregularnie laminowanych ze strukturami mikrobialnymi. Litofacje te zawierają pseudomorfozy po gipsach selenitowych i dlatego są korelowane z dolnym kompleksem gipsowym (gipsy autochtoniczne). Wyróżniającą cechą litofacji gruzłowych i gruzłowo-mozaikowych są gruzły siarczanowe, zróżnicowane pod względem wielkości i kształtu. Najczęściej występują nieregularne gruzły w skupieniach i warstwach gruzłowych. Niektóre gruzły o zarysach pionowo wydłużonych i ostrokrawędzistych są interpretowane jako pseudomorfozy po kryształach selenitowych. Struktury pseudomorficzne są szczególnie dobrze czytelne w litofacjach warstwowych, gdzie warstwy gruzłowe są poroździelane cienkimi (1–8 mm) laminami dolomitowymi i/lub pelityczno-bitumicznymi (np. otwory Sarzyna 15 i Wola Różaniecka 10).

Zaznacza się przejście, zarówno lateralnie jak i w sukcesji pionowej, od litofacji gruzłowych w anhydryty grubokrystaliczne z pseudomorfozami po szablastych kryształach gipsu, będące lokalnie dominującym komponentem kompleksu dolnego. Struktury pseudomorficzne po kryształach selenitowych są miejscowo doskonale zachowane i dobrze czytelne, szczególnie w górnej części kompleksu dolnego (np. otwory: Wola Różaniecka 10, Dzików 15 i Kuryłówka 18).

Wyżej w sukcesji występują anhydryty laminowane i brekcje anhydrytowe. Utwory te wykazują cechy redeponowanych osadów klastycznych (deformacje synsedymencyjne, ścienia erozyjne, uziarnienie frakcjonalne) i są interpretowane jako odpowiedniki górnego kompleksu gipsowego (gipsy allochtoniczne). Zarówno miąższość jak i struktury sedymencyjne tych utworów zmieniają się zależnie od położenia paleogeograficznego w basenie (Kasprzyk i Orti, 1998; Kasprzyk, 2003). W północnej i północno-wschodniej części obszaru badań anhydryty kompleksu górnego osiągają miąższość 30,2 m (otw. Wola Różaniecka 7). Na tym obszarze lokalnie przeważają brekcje (np. otw. Biszcz 4). Generalnie udział litofacji laminowanych wzrasta ku południowi. Miejscowo w obrębie anhydrytów laminowanych występują przewarstwienia iłowców, skał węglanowych i anhydrytów warstwowych, gruzłowo-mozaikowych lub masywnych z pseudomorfozami po kryształach selenitowych (np. otwory: Biszcz 5, Jedlinki 2, Kuryłówka 20). Utwory te lokalnie są poprzecinane żyłami enterolitycznymi (dajki neptuniczne?) jasnoszarego anhydrytu (np. otw. Kuryłówka 20). W peryferyjnej części zapadliska oraz w strefach silnie zaburzonych tektonicznie anhydryty są częściowo lub całkowicie zastąpione przez gipsy wtórne (np. otw. Budomierz 11). Efekty zastępowania są makroskopowo wyrażone „alabastryzacją” skały siarczanowej, tj. przeobrażeniem jej w nieregularne masy gruzłowe białego, mikrokrystalicznego gipsu wtórnego (tzw. alabastru).

Anhydryty laminowane i brekcje anhydrytowe to główne litofacje osadów siarczanowych w południowej, bardziej pogrzebanej (>1 000 m) części zapadliska. W tej części zapadliska anhydryty są cienko (grub. lamin <5 mm), regularnie lub smużyście laminowane. Miejscowo anhydryty laminowane wykazują małoskalowe deformacje (laminacja konwolutna, fałdy enterolityczne, struktury osuwiskowe), ścienia erozyjne i uziarnienie frakcjonalne. Warstwy zaburzone przewarstwiają się z pakietami regularnie laminowanymi i brekcjami anhydrytowymi; częste są brekcje *in situ* i *in statu nascendi*. Te inicjalne brekcje w stadium tworzenia zbudowane są z poroźrywanych i nieco zaburzonych pakietów laminowanych. Inne brekcje zawierają klasty anhydrytów laminowanych i masywnych, dolomitów i mułowców dolomitycznych oraz strzępy iłowców, rozmieszczone chaotycznie w ilasto-węglanowo-anhydrytowym matriks. Klasty są lekko zabradowane lub kanciaste, niekiedy spłaszczone i/lub zdeformowane, co wskazuje, że pozostawały one nie w pełni zlitfikowane w czasie depozycji. W przykarpackiej części zapadliska w obrębie tych utworów występują przewarstwienia laminowanych pakietów ilasto-anhydrytowych, iłowców i/lub dolomikrytów, często z poziomo wydłużonymi gruzłami anhydrytowymi (otwory: Mirocin 56, Żałazie 2, Ryszkowa Wola 7, Chałupki Dębniańskie 1). Gruzły to pseudomorfozy po soczewkowych kryształach gipsu, pojedynczych lub w skupieniach rozetowych, wykazujących cechy wzrostu wypierającego, w obrębie ilastego lub ilasto-siarczanowego matriks.

Na przedpolu Karpat w okolicy Rzeszowa udokumentowano w głębokich otworach, w obrębie miocenu parautochtonicznego, występowanie białych, krystalicznych gipsów wtórnych i anhydrytów, o miąższości 7–14 m, z przewarstwieniami czarnych, twardych, bezwapnistych iłowców (Połtowicz, 1991). Natomiast między Rzeszowem a Przemyśłem parautochtoniczne i autochtoniczne osady badeńskie zawierające anhydryty i sole zostały rozpoznane w licznych otworach wiertniczych pod fliszem Karpat Zewnętrznych. Autochtoniczne ewaporaty osiągają tam miąższość 29 m i tworzą alternację warstw anhydrytów i iłowców z dwoma kilkumetrowymi pokładami soli kamiennej (otw. Malawa 1; Połtowicz, 1991). Dalej na wschód w rejonie Przemyśla występują anhydryty, o miąższości 20 m, udokumentowane w profilach głębokich otworów na głęb. ponad 2 000 m (Ney, 1963). W tej części zapadliska anhydryty występują na głęb. ponad 3 500 m, a pod Karpatami były sejsmicznie rejestrowane na głęb. 5–6 tys. m (Połtowicz, 1991; Oszczytko, 1997).

Tuż przed czołem Karpat w Łopuszce Wielkiej (ok. 30 km na NW od Przemyśla) zostały rozpoznane ropy z gipsami alabastrowymi (Ney, 1963), które eksploatowano od końca XIX wieku do początku lat 70-ych w małej kopalni podziemnej. Gipsy alaba-

strowe występują tam na głębokości 40–65 m w formie silnie zdyslokowanych bloków i spękanych ławic, o średnicy do kilkudziesięciu centymetrów, przemieszanych z łałami mioceńskimi i zapadających pod kątem ok. 30° ku północnemu-zachodowi (Szajnoch, 1901 w: Połtowicz, 1991). Utwory te występują w pozycji parautochtonicznej i wraz z fliszem karpackim są nasunięte na autochtoniczne osady mioceńskie zapadliska przedkarpackiego (Urbaniak, 1985). Na północ od Łopuszki w rejonie Kańczugi anhydryty tworzą przewarstwienia w obrębie ciemnych łupków marglistych, w spągu których występują ciemnoszare i prawie czarne margle i wapienie ze skupieniami siarki (Ney, 1963). Utwory te osiągają miąższość 5–14 m.

Na północny-wschód od Przemyśla występują anhydryty o miąższości do 28 m, rozpoznane w profilach licznych otworów wiertniczych (Ney, 1963). Utwory te są wykształcone w dolnej części jako anhydryty mikrokrystaliczne warstwowane z wkładkami ciemnych łupków ilasto-marglistych, przechodzące ku górze w anhydryty grubokrystaliczne, podrzędnie z laminami ilastymi. Anhydryty są rozpoznane w strefie rozciągającej się dalej na północny-wschód aż do Lubaczowa, gdzie są częściowo zastąpione przez gipsy (Ney, 1963). W tym rejonie, w dolnej części sukcesji występują stalowoszare anhydryty masywne, grubokrystaliczne, często o teksturze trzewiowcowej, z przerostami gipsu i wapieni siarkonośnych. Powyżej występują szare anhydryty poprzerastane ciemnymi łożupkami. Miąższość osadów siarczanowych w tym rejonie wynosi od 7,5 do 26 m (Ney, 1963). Dalej na wschód od Lubaczowa w otw. Budomierz 11, zlokalizowanym tuż przy granicy z Ukrainą, występują anhydryty i gipsy wtórne o miąższości 36 m. W dolnej części są to anhydryty gruzłowe i gruzłowo-mozaikowe z pseudomorfozami po strukturach krystalicznych (gipsy selenitowe) i mikrobialnych. Wyżej występują gipsy wtórne gruzłowe i nieregularnie laminowane, podrzędnie z przerostami wapieni siarkonośnych i łożców piaszczystych. W najwyższej części pojawiają się piaskowce margliste i wapienie piaszczyste z koncentracjami siarki rodzimej. Utwory te wykazują charakterystyczne struktury sedimentacyjne: laminację przekątną i nieregularną, riplemarki, poziomy zbrekcjowań oraz zawierają liczne szczątki roślin (Kasprzyk, 1995).

Zbadane i rozpoznane na podstawie dostępnych materiałów geologicznych sukcesje litofacjalne wskazują na dużą zmienność litofacjalną badeńskich osadów siarczanowych we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego.

W dyskusji brali udział: M. Kuleta, J. Malec, J. Prażak, S. Salwa, W. Treła, Z. Złonkiewicz i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 5 lipca 2006 r.

Alicja KASPRZYK: Uwarunkowania paleogeograficzne depozycji badeńskich osadów siarczanowych we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego

Lateralną zmienność facjalną ewaporatów, wyrażoną obecnością utworów solnych o znacznej miąższości (ok. 120 m, Oszczytko, 1996) w wąskiej, silnie przegłębionej, osiowej części basenu, oraz szerokiej strefy utworów siarczanowych tworzących rodzaj pryzmy (ang. *sulphate wedge*) w peryferyjnej części basenu, można najlepiej wytłumaczyć, uwzględniając wpływ na depozycję tych osadów czynników zewnętrznych, takich jak zmiany tektoniczno-eustatyczne poziomu morza, determinujące zasolenie, ewaporację i warunki morfologiczne w basenie (Peryt, 2001, s. 1117). W oparciu o obserwowane zmiany facjalne ewaporatów jest prawdopodobne, że badeński basen ewaporatowy był usytuowany w obrębie obniżenia morfologicznego i tworzył rodzaj depresji ze średnim poziomem wód, poniżej światowego poziomu morza (Peryt, 2001; Bąbel, 2004). Zgodnie z tym modelem każdy wzrost poziomu morza pociągał za sobą dopływ świeżych wód morskich i rozcieńczenie solanek w basenie.

Sukcesja osadów siarczanowych w peryferyjnej części badeńskiego basenu obejmuje dwa kompleksy, wyraźnie różniące się wykształceniem i warunkami depozycji. Podczas depozycji kompleksu dolnego (autochtoniczne gipsy selenitowe) basen charakteryzował się nieznacznym reliefem i niewielką głębokością wody (poniżej 10 m) (Kasprzyk, 1999; Peryt, 2001; Bąbel, 2004). Natomiast kompleks górny (allochtoniczne gipsy klastyczne) utworzył się w basenie o zróżnicowanej morfologii dna (różnice hipsometryczne rzędu kilkudziesięciu do kilkuset metrów) (Peryt, 2001; Karnkowski i Ozimkowski, 2001). W strefie peryferyjnej przeważały warunki skrajnie płytkowodne do subaeralnych, natomiast w środkowej części basenu depozycja odbywała się w warunkach głębokowodnych. Wskazuje na to charakter osadów w spągowej części sukcesji basenowych (otwory: Miocin 56, Załazie 2, Sucha Wola 1, Ryszkowa Wola 7) i ich cechy litologiczno-sedymentologiczne, takie jak: ciemne, niemal czarne, zabarwienie osadów, pseudomorfozy piryty po soczewkowych kryształach gipsu, wkładki ciemnych łożców, sugerujące euksyniczne warunki depozycji (ang. *starved basin*), a także stopniowy kontakt ewaporatów z osadami podścielającymi. Obserwacje te zdają się zaprzeczać hipotezie wysuwanej przez niektórych autorów (np. Dziadzio, 2000; Karnkowski i Ozimkowski, 2001; Bąbel, 2005) głoszącej, że obszar obejmujący tzw. wyspę rzeszowską i kontynuujący się dalej w kierunku południowo-wschodnim na terytorium Ukrainy Zach. był wynurzony w czasie depozycji ewaporatów.

We wschodniej części zapadliska przedkarpackiego kompleks dolny, autochtoniczny, jest ograniczony do peryferyjnej części basenu, natomiast kompleks górny, allochtoniczny, jest szeroko rozprzestrzeniony w całym basenie ewaporatowym. Wyróżnione na tym obszarze trzy strefy facjalne: strefa brzeżna, strefa przejściowa oraz strefa basenowa, reprezentują różne obszary paleogeograficzne o odmiennym rozwoju depozycji osadów siarczanowych. W strefie przejściowej sukcesja osadów w obrębie komplek-

su dolnego, charakteryzująca się przewagą litofacji selenitowych, wskazuje na dominację warunków subakwalnych, aczkolwiek okresowo depozycja miała miejsce w warunkach skrajnie płytkowodnych i subaeralnych, o czym świadczą przewarstwienia osadów mikrobialnych. Litofacje te zdominowały sukcesje w strefie brzeżnej, gdzie przeważały warunki skrajnie płytkowodne i subaeralne. W tej strefie w początkowym etapie depozycji osadów siarczanowych tworzyły się osady mikrobialne, z czasem ustępujące miejsca litofacjom selenitowym. Osady mikrobialne tworzyły się na przybrzeżnych równiach ewaporatowych i lokalnych płycznach, natomiast litofacje selenitowe rozwijały się w wodach płytkich, o głębokości prawdopodobnie nie przekraczającej kilku metrów (Kasprzyk, 1999; Peryt, 2001; Bąbel, 2004). Depozycja gipsów szklicowych w środowiskach subakwalnych była równoczesna z rozwojem litofacji mikrobialnych i gruzłowych na płycznach i równiach przybrzeżnych (Kasprzyk, 1999; Peryt, 2001). Zdaniem Peryta (2001), w czasie depozycji ewaporatów litofacje selenitowe migrowały ku brzeżnej części basenu, tj. w kierunku północnym i północno-wschodnim, i dlatego też zmienność lateralna sukcesji osadów siarczanowych ma charakter transgresywny. W strefie basenowej tworzyły się osady klastyczne. Depozycja prawdopodobnie miała miejsce w wodach głębszych, ale zapewne nie przekraczających kilkudziesięciu metrów (Kasprzyk, 1999, 2003; Peryt, 2000).

W dyskusji brali udział: J. Gągol, M. Kuleta, A. Romanek, S. Salwa, Z. Szczepanik i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 12 lipca 2006 r.

Katarzyna MACHOWSKA: Zmiany jakości wód eksploatowanych na potrzeby aglomeracji częstochowskiej

Wody podziemne stanowią wielkie bogactwo naturalne regionu częstochowskiego. Eksploatowany Główny Zbiornik Wód Podziemnych 326 stanowi w skali kraju jeden z najzasobniejszych, pod względem ilościowym, rezerwuów zasobów wód podziemnych. Część zbiornika położona na SE od Częstochowy zasila ujęcie Mirów i Olsztyn, natomiast część zbiornika położona na NW zasila ujęcie Wierzchowisko i Łobodno. Granicę wymienionych części GZWP stanowi Warta, która na różnych odcinkach swego biegu stanowi bądź to poziom drenażu dla wód podziemnych, bądź strefy ich dodatkowego zasilania.

Warstwa wodonośna GZWP 326 zbudowana jest z utworów węglanowych (wapieni skalistych) stratygraficznie należących do jury górnej — malmu. Miąższość utworów wodonośnych zmienia się w granicach od kilku metrów w strefie wychodni, do nawet 400 m na obszarze położonym na wschód od Częstochowy (Pacholewski, 1982).

Zbiornik 326 posiada słabą naturalną odporność na zanieczyszczenia, głównie z powodu braku utworów izolujących czwartorzędu. Odkrycie zbiornika na znacznej powierzchni przy charakterystycznym krasowo-szczelinowym systemie przewodzenia powoduje, że nawet najmniejsze skażenie ma wpływ na szybką i długotrwałą degradację jakości wód.

Na przestrzeni lat jakość wód podziemnych ulega systematycznemu pogarszaniu w zakresie tzw. wskaźników ogólnych, a lokalnie stwierdza się zanieczyszczenia wymuszające zamykanie studni, wyłączanie ujęć lub podejmowanie uciążliwych i kosztownych zabiegów oczyszczania i uzdatniania. Pojawianie się różnych zanieczyszczeń w wodach górnourajskich ma wyraźny związek z lokalizacją i charakterem ognisk zanieczyszczeń.

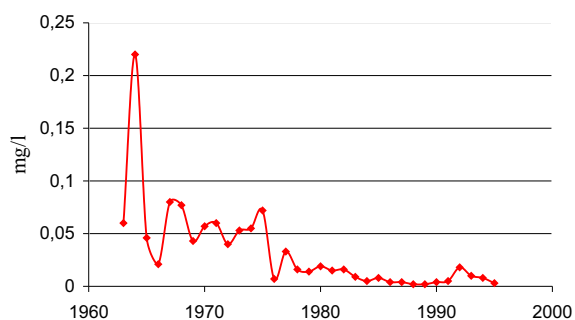
Najbardziej zdegradowane są wody ujęcia Mirów. Spowodowane jest to przede wszystkim bliskim sąsiedztwem Huty „Częstochowa”. Koksownia huty stanowi główne źródło zanieczyszczeń fenolami, cyjankami i amoniakiem. Pierwsze negatywne efekty oddziaływania huty odnotowano w latach 60-tych. Stosowane wówczas technologie spowodowały zanieczyszczenie terenu skraplającymi się parami zawierającymi związki fenolowe pochodzące z gaszenia koksu, parowania chłodzi i nieszczelności przewodów. Związki te przenikały do gleby i na skutek infiltracji do wód podziemnych. Ponadto huta zanieczyszczała związkami fenolowymi także Wartę przez bezpośrednie odprowadzanie ścieków z obiegu oczyszczania gazu wielkopiecowego. Najbardziej skażone zostały wody w studni nr 6 położonej na linii spływu wód od huty do Warty, i dlatego w 1963 roku studnia ta została wyłączona z eksploatacji i pracuje jako studnia buforowa. Przypuszcza się, że tą drogą ściągnięto większość zanieczyszczeń zabezpieczając jednocześnie pozostałe studnie przed skażeniem.

W pierwszej połowie lat dziewięćdziesiątych nastąpił spadek stężenia fenoli w wodzie ze studni w ujęciu Mirdów o wartości 0,003–0,001 mg/dm³ (Rys. 1 i 2), a od roku 1997 fenole tylko sporadycznie występują w stężeniu 0,001 mg/dm³.

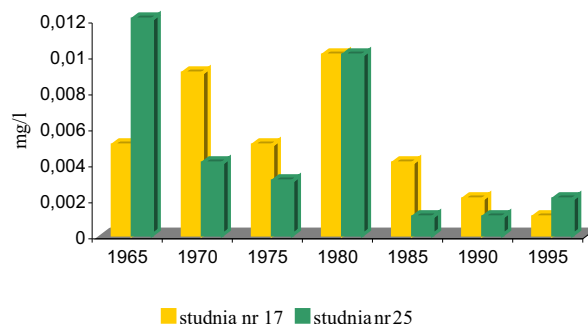
Tendencję spadkową zaobserwowano również w stężeniach amoniaku. Mimo to w wodach studni nr 6, 17, 18 nadal jest przekroczona dopuszczalna wartość, która wynosi 0,5 mg/l (Rys. 3 i 4).

Zmniejszenie stężeń zanieczyszczeń wynika głównie ze zmiany technologii gaszenia koksu i likwidacji części baterii koksowniczych.

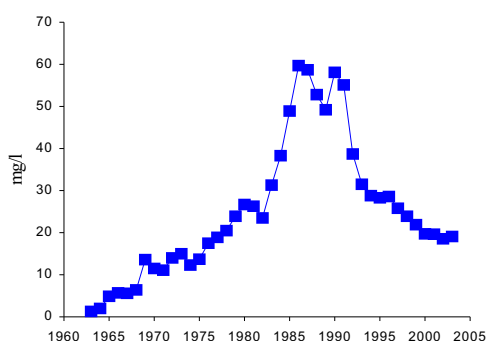
Cyjanki występują w ośmiu studniach ujęcia. Ich stężenie, od momentu wykrycia do chwili obecnej nie zmienia się, a średnie wartości mieszczą się w przedziale 0,01–0,05 mg/dm³ (Rys. 5). Tylko sporadycznie stężenie cyjanków osiągało wyższe wartości, przekraczając w ten sposób dopuszczalne stężenie tego wskaźnika w wodzie do picia, które wynosi 0,05 mg/dm³ (Dz. U. Nr 203, poz. 1718).



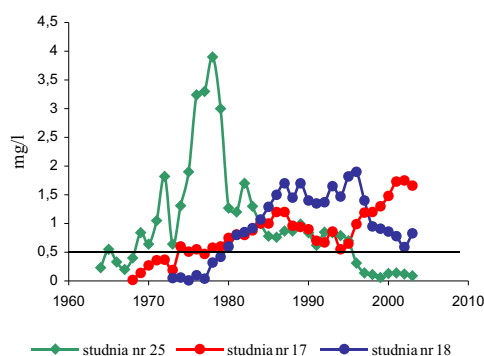
Rys. 1. Zmiany stężenia fenoli w wodzie studni nr 6 ujęcia Mirów



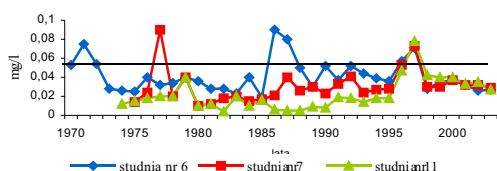
Rys. 2. Zmiany stężenia fenoli w wodzie studni nr 17 i 25 ujęcia Mirów



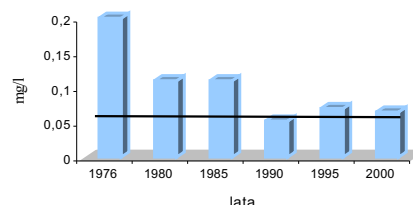
Rys. 3. Stężenie amoniaku w wodzie studni nr 6 ujęcia Mirów



Rys. 4. Stężenie amoniaku w wodzie studni nr 17, 18, 25 ujęcia Mirów



Rys. 5. Stężenia cyjanków w wodzie studni nr 6, 7 i 11 ujęcia Mirów



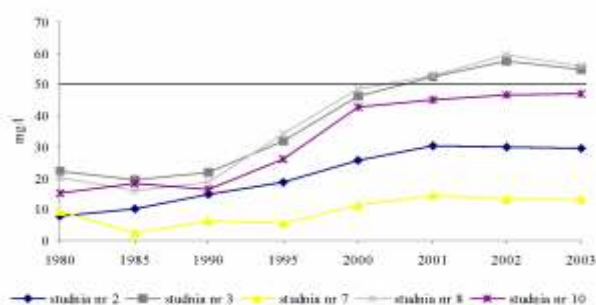
Rys. 6. Stężenie cyjanków w wodzie studni nr 13 ujęcia Mirów

Najwyższe stężenie cyjanków — 0,2 mg/ (Rys. 6) wystąpiło w wodzie studni nr 13 w 1976 roku. Woda z tej studni była najbardziej zanieczyszczona, co spowodowało, że studnia została w 2000 roku wyłączona z eksploatacji.

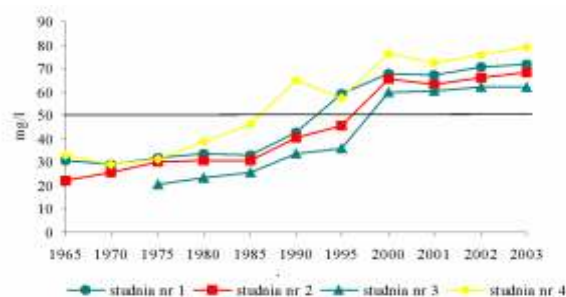
W wodach tego ujęcia, obserwuje się również wzrost stężenia azotanów, chlorków i siarczanów. Przyczyną tego jest bliska obecność huty, oczyszczalni ścieków oraz Warty. Zmiany jakości zachodzą także pod wpływem infiltracji ścieków komunalnych miasta, wymywania zanieczyszczeń z nielegalnych wysypisk śmieci itp.

W ujęciu Mirów woda ze studni najbardziej zanieczyszczonych nie stanowi zagrożenia dla jakości wody wychodzącej z ujęcia, gdyż stosuje się dezynfekcję wody przez ozonowanie. Jednak ozonowanie nie powoduje usunięcia ani spadku stężenia amoniaku, w związku z tym w ujęciu praktykuje się również rozcieńczanie zdegradowanych wód z rejonu ujęcia Mirowskiego z bardzo dobrymi jakościowo wodami rejonu eksploatacji Srocko. Aby ochronić jeszcze dobre jakościowo wody przewiduje się w ujęciu Mirów stopniową rezygnację z eksploatacji studni najbardziej zanieczyszczonych i tworzenie z nich strefy buforowej.

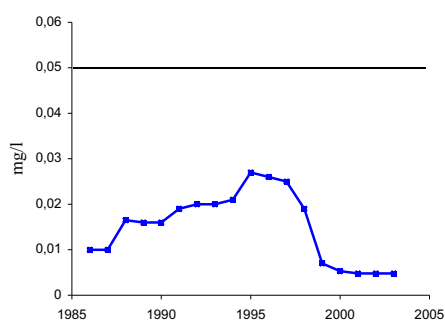
Jakość wód eksploatowanych w ujęciu Wierchowisko i Łobodno jest zagrożona w związku ze stałym wzrostem stężeń azotanów, siarczanów i chlorków. Trend rosnący obserwuje się od lat 90-tych (Rys. 7 i 8) i spowodowany jest głównie przez zanieczyszczenia komunalne. Zanieczyszczenia te wynikają z braku kanalizacji lub jej nieszczelności oraz wprowadzania nieoczyszczonych ścieków do ziemi i do wód podziemnych. W ostatnich latach zagrożenie stanowią coraz liczniej lokalizowane w bezpośrednim sąsiedztwie strefy ochrony sanitarnej pośredniej tzw. przydomowe oczyszczalnie ścieków, które są potencjalnym ogniskiem zanieczyszczeń dla ujęcia Wierchowisko i Łobodno. Rolnictwo również ma ogromny wpływ na pogorszenie się jakości wód, a w



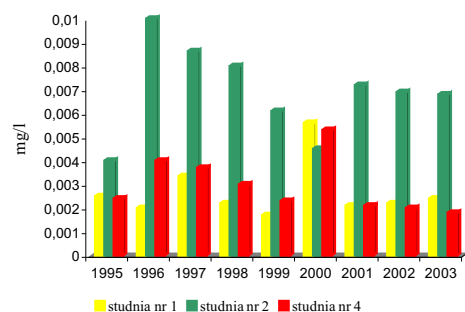
Rys. 7. Stężenia azotanów w wodach studni ujęcia Łobodno



Rys. 8. Stężenia azotanów w wodach studni ujęcia Wierchowisko



Rys. 9. Zmiany stężenia chromu ogólnego w wodzie studni nr 28 ujęcia Wierchowisko



Rys. 10. Zmiany stężenia chromu ogólnego w wodach studni nr 1, 2, 4 ujęcia Wierchowisko

szczegółności przez intensyfikację nawożenia mineralnego, stosowanie chemicznych środków ochrony roślin oraz tworzenie ferm hodowlanych.

W ostatnich latach w wodach wszystkich studni ujęcia Wierchowisko (Rys. 8) przekroczone jest dopuszczalne stężenie azotanów tj. 50 mg/dm^3 (Dz. U. Nr. 203, poz. 1718).

Wyniki przeprowadzonych badań i wielowariantowej analizy wskazują, że w przypadku istnienia wszystkich obecnie czynnych ognisk zanieczyszczenia wód podziemnych, będzie następować dalsze pogarszanie jakości ujmowanych wód. Dodanie nowych studni buforujących lub zmiana przeznaczenia niektórych brzeżnych studni ujęcia na studnie buforujące przyczyni się, co najwyżej, do utrzymania obecnej jakości wód (Szczepański, 1999).

Dodatkową przyczyną pogorszenia jakości wód w ujęciu Wierchowisko jest zanieczyszczenie chromem, które ujawniło się w drugiej połowie lat 80-tych. Najwyższe stężenie chromu wystąpiło w wodzie studni nr 28 w 1995 roku, i osiągnęło wartość $0,027 \text{ mg/l}$ (Rys. 9). W ostatnich latach nastąpił spadek zawartości tego wskaźnika w wodzie i nie jest przekroczona dopuszczalna wartość dla wód do picia — $0,05 \text{ mg/l}$ (Rys. 10).

Za ogniska zanieczyszczeń przyjmuje się hałdy odpadów poprodukcyjnych Zakładów Chemicznych w Rudnikach i w Aniołowie, grunty w otoczeniu zakładów oraz zachodnią część miasta Częstochowy, gdzie zlokalizowane są niewielkie zakłady galwanizacyjne oraz dzikie wysypiska śmieci.

W dyskusji brali udział: J. Prażak, M. Kos, G. Herman, A. Romanek i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 26 lipca 2006 r.

Jan PRAŻAK: Związki azotu w wodach podziemnych województwa świętokrzyskiego

Związki azotu w wodach podziemnych są zanieczyszczeniem głównie antropogenicznym. W wodzie występują w postaci jonów NH_4^+ (amoniowy), NO_2^- (azotynowy) NO_3^- (azotanowy). Jony NH_4^+ i NO_2^- są nietrwałe. Poprzez proces utleniania przechodzą w trwały jon NO_3^- .

NH_3 (amoniak) + NH_4^+ + OH^-

utlenianie: $2\text{NH}_3 + 3\text{O}_2 + 2\text{HNO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$

$2\text{HNO}_2 + \text{O}_2 + 2\text{HNO}_3$

Ogniskami zanieczyszczenia związkami azotu są:

- resztki roślinne — N-organiczny,
- białko (rozkład - NH_4^+ , NO_3^-),
- opady atmosferyczne: NH_3 , NO_3^- ,
- nawozy mineralne: NH_3 , NO_3^- ,
- ścieki: N_{org} , NH_3 .

Dopuszczalne ilości związków azotu w wodzie przeznaczonej do spożycia przez ludzi * wynoszą:

- amoniak (NH_3) 0,5 mg/dm³ (w wodzie niechlorowanej 1,5 mg/dm³),
- azotyny (NO_2^-) 0,5 mg/dm³,
- azotany (NO_3^-) 50 mg/dm³.

* — Rozporządzenie Ministra Zdrowia z dnia 19 listopada 2002 r. w sprawie wymagań dotyczących jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi. Dz.U. Nr 2003, poz. 1718.

Zawartość związków azotu w wodzie przeznaczonej do spożycia przez ludzi badana jest przez „Sanepid”, a w przypadku niektórych wodociągów także przez ich własne laboratoria (woda po uzdatnianiu w sieci wodociągowej).

Na terenie województwa świętokrzyskiego znajdują się 24 punkty badawcze sieci krajowej i 106 punktów sieci regionalnej, w których badana jest woda „surowa”, pochodząca bezpośrednio ze studni, przed urządzeniami do uzdatniania wody. Badania jakości wody są wykonywane jeden raz w roku. Punkty sieci stanowią: studnie wiercone, studnie kopane, źródła i ujęcie infiltracyjne (Chroberz w dolinie rzeki Nidy). W punktach obserwacyjnych sieci krajowej badania są prowadzone od 1991 r., a w punktach sieci regionalnej od 1992/1995/1999 r.

Trendy zmian zawartości azotanów oceniono tylko w punktach monitoringu obserwowanych co najmniej przez okres 8 lat, w których badania w nich trwały do lat 2002–2004, a zawartość azotanów w wodzie przynajmniej w okresie 3 lat przekraczała 10 mg/dm³. W myśl tych kryteriów wyselekcjonowano do oceny 73 punkty. Wyniki oceny są następujące:

- 50 punktów: brak trendu zmian,
- 16 punktów: trend spadkowy,
- 7 punktów: trend rosnący.

Podsumowanie. Zanieczyszczenie wód podziemnych azotanami w województwie świętokrzyskim jest niewielkie i ulega stopniowemu zmniejszeniu. W 7 punktach obserwacyjnych stwierdzono w 2004 r. zawartość azotanów powyżej ilości dopuszczalnej dla wody do spożycia.

Ocena trendu zmian zawartości azotanów wykonana w 73 wyselekcjonowanych punktach wykazała spadek w 16 punktach, wzrost w 7 punktach, natomiast w 50 punktach brak wyraźnego trendu zmian.

Symptomy zmniejszania się zanieczyszczenia wód podziemnych azotanami wynikają z postępującej kanalizacji wsi i zmniejszenia w ostatnich latach ilości nawozów stosowanych w rolnictwie.

W dyskusji brali udział: G. Herman, K. Janecka-Styrz, T. Młyńczak.

Posiedzenie odbyło się w dniu 9 sierpnia 2006 r.

Jerzy GĄGOL: Złoża kopalin i walory innych składników środowiska na obszarze arkusza Wyrzysk *Mapy geosrodowiskowej Polski* w skali 1:50 000

Obszar arkusza Wyrzysk leży na pograniczu województwa wielkopolskiego i kujawsko-pomorskiego. Północna część terenu arkusza znajduje się w mezoregionie Pojezierze Krajeńskie, centralną część zajmuje fragment Doliny Środkowej Noteci, południowa część to Pojezierze Chodzieskie. Pod względem geologicznym omawiany obszar leży w granicach antyklinorium kujawsko-pomorskiego. Pokrywają go utwory czwartorzędowe o miąższości od 40 do 150 m. Dolinę Noteci wypełniają holocenyjskie osady biogeniczne, tworzące taras zalewowy pradoliny tej rzeki. Na powierzchni pozostałego obszaru dominują osady (głównie

gliny żwałowe) złodowacenia północnopolskiego. Lokalnie występują pośród utworów czwartorzędowych kry (porwaki lodowcowe) płoceńskich iłów i mułków.

Na obszarze arkusza Wyrzysk znajduje się (wg stanu w 2004 r.) 7 udokumentowanych złóż kopalin mineralnych. Jest to 5 małych, lokalnych złóż kruszywa naturalnego (piasków i piasków ze żwirem): „Mieczkowo II”, Mieczkowo III”, „Mieczkowo IV”, „Mieczkowo V” i „Smogulec” oraz dwa złoża iłów ceramiki budowlanej: „Wyrzysk-Osiek” i „Kcynia III”.

Złoża kruszywa „Smogulec” i „Mieczkowo III” kwalifikują się do usunięcia z krajowego bilansu zasobów kopalin. Ich eksploatacja została zakończona, a teren zrekultywowany lub zagospodarowany w inny sposób. Wydobycie zostało też zakończone w złożach „Mieczkowo II” i „Mieczkowo IV”. Eksploatacja jest prowadzona obecnie (2004 r.) w złożu „Mieczkowo V”.

We wspomnianych złożach surowców ceramiki budowlanej kopaliną są iły i mułki płoceńskie (iły poznańskie). Jest to surowiec przydatny (po schudzeniu) do produkcji cegły pełnej, rurek drenarskich, wyrobów cienkościennych i dachówki. Na skalę przemysłową eksploatacja jest prowadzona w złożu „Wyrzysk-Osiek” (wydobycie w 2004 wyniosło 56 tys. m³). Na niewielką skalę (wydobycie rzędu 2 tys. m³) pozyskuje się kopalinę w złożu „Kcynia III”.

W dolinie Noteci występują rozległe torfowiska. Ze względu na ochronę przyrody i krajobrazu, a także rolę, jaką odgrywają torfowiska w ekosystemie (retencja wody, mikroklimat, ostoje zwierząt i roślin), nie należy rozważać możliwości wykorzystania gospodarczego omawianych torfów jako kopalin. Dotyczy to także zasobów współwystępujących z torfami kredy jeziornej.

Zaopatrzenie w wodę ludności oraz obiektów rolniczych i przemysłowych na terenie arkusza odbywa się wyłącznie z ujęć wód podziemnych, głównie czwartorzędowych.

Stosunki wodne sprzyjają zakładaniu stawów i hodowli ryb w dolinie Noteci. Terenów tych nie należy dalej osuszać i wycinać na nich drzew i krzewów. Powinny być użytkowane w celach pastersko-łaskarskich. W dolinie Noteci, która jest jednym z najważniejszych w Europie szlaków wędrówek ptaków, nie wolno lokalizować wiatraków elektrowni wiatrowych. Są to obszary specjalnej ochrony ptaków i specjalne obszary ochrony siedlisk ujęte w Europejskiej Sieci Ekologicznej Natura 2000. W systemie krajowej sieci ekologicznej ECONET pradolina Noteci ma rangę międzynarodowego korytarza ekologicznego.

Na obszarze arkusza znajdują się dwa leśne rezerваты przyrody: „Zielona Góra” i „Borek” oraz 32 pomniki przyrody. Są to zabytkowe drzewa, grupy drzew, aleje, stanowiska roślin naczyniowych (wawrzynka wilczełyko) oraz jeden pomnik przyrody nieożywionej — głaz narzutowy (gnejs o obwodzie ok. 14 m) koło wsi Gromadno. Znaczną część terenu arkusza zajmują obszary chronionego krajobrazu. Są to fragmenty OChK Dolina Łobżonki i Bory Kujańskie, OChK Dolina Noteci oraz Nadnoteckiego OChK. We wsiach Bagdad, Dąbki, Chwaliszewo, Samostrzel, Smogulecka Wieś, Siernik, Smogulec zachowały się zabytkowe (założone w XIX wieku) parki podworskie. Są one objęte ochroną konserwatorską.

Omawiany obszar nie należy do regionów o większym znaczeniu turystycznym. Wśród jego walorów krajoznawczych należy jednak wymienić walory krajobrazowe i przyrodnicze (ostoje ptaków, interesujące siedliska, dwa rezerваты przyrody, liczne zabytkowe parki). Wśród walorów antropogenicznych należy wskazać skansen etnograficzno-archeologiczny (Muzeum Kultury Ludowej) w Osieku nad Notecią. Prezentuje on XVIII- i XIX-wieczne obiekty budownictwa ludowego z etnograficzno-historycznych regionów północnej Wielkopolski: Pałuk, Krajny i Puszczy Noteckiej oraz cmentarzysko kultury wschodniopomorskiej (V wiek p.n.e. – II wiek n.e.). Noteć i Łobżonka mają walory szlaków kajakowych, a Noteć – także szlaku żeglarskiego i żeglugi pasażerskiej. Przez obszar arkusza przebiega odcinek międzynarodowego szlaku rowerowego R1 Francja-Rosja i pieszy szlak turystyczny, wiodący północną krawędzią pradliny Noteci. Oprócz rolnictwa i wspomagającego go przemysłu rolno-spożywczego, które są główną funkcją omawianego obszaru, istnieją więc także możliwości rozwoju turystyki i agroturystyki.

W świetle dotychczasowych badań geologicznych i uwarunkowań sozologicznych obszar arkusza nie rokuje perspektyw dla rozpoznania i eksploatacji nowych złóż o znaczeniu ponadlokalnym jakichkolwiek kopalin.

W dyskusji brali udział: T. Wróblewski, A. Juszczyk, E. Wróblewska, G. Herman, M. Nowak, M. Studencki i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 23 sierpnia 2006 r.

Maria NOWAK: Zasoby przyrody i krajobrazu na obszarze arkusza Margonin *Mapy geośrodowiskowej Polski w skali 1:50 000*

Obszar arkusza Margonin prawie w całości leży w obrębie mezoregionu Pojezierze Chodzieskie, a tylko niewielki fragment południowej części należy do mezoregionu Pojezierze Gnieźnieńskie. Administracyjnie teren ten położony jest w województwie wielkopolskim i obejmuje fragmenty gmin: Margonin, Budzyń, Chodzież, Wągrowiec i Gołańcz. Jest bardzo słabo zurbanizowany i uprzemysłowiony z przewagą gospodarki rolnej i leśnej.

Na omawianym obszarze dominującymi formami morfologicznymi są: wysoczyzna morenowa, równina sandrowa i rynny subglacjalne. Wysoczyzna morenowa (rzędne 90–95 m n.p.m.) zbudowana z piaszczystej gliny żwałowej, zajmuje północno-wschodnią część obszaru. Piaszczysto-żwirowa równina sandrowa (rzędne 80–90 m n.p.m.) występująca w zachodniej

i południowo-wschodniej części obszaru, jest w znacznej części porośnięta lasami. Powierzchnie wysoczyznowe i sandrowe urozmaicają pogórki morenowe o wysokościach względnych 5–20 m (najwyższy w rejonie wsi Czesławice 111,2 m n.p.m.), rynny polodowcowe o stromych zboczach wykorzystywane przez rzekę Margoninkę i liczne jeziora oraz zagłębienia wytopiskowe wypełnione wodą, zabagnione lub zatopione.

Cały obszar arkusza Margonin położony jest w zlewni Warty. Część północna odwadniana jest przez dopływy Noteci: Margoninkę i Młynówkę Borowską. W kierunku południowym spływają rzeki Dymnica, Rudka i Struga Gołaniecka, które są dopływami Wełny. Ważnym elementem hydrograficznym kształtującym krajobraz omawianego obszaru są jeziora. Występują tu wąskie i głębokie jeziora rynnowe, ułożone w trzech ciągach o orientacji północ-południe (m. in.: Margonińskie, Zbyszewickie, Strzałkowskie, Oporzyńskie, Żońskie, Toniszewskie, Grylewskie, Bukowieckie, Kobyleckie i Durowskie) oraz jeziora wytopiskowe, często w zaawansowanym stadium wypłykania i zarastania (m. in. Kaliszańskie, Próchnowieckie, Konarskie).

Pod względem geologiczno-strukturalnym obszar arkusza znajduje się prawie w całości w obrębie niecki łódzkiej, z wyjątkiem północno-zachodniej części, wchodzącej w skład antyklinorium pomorskiego. Wyróżnia się tu trzy kompleksy strukturalne: przedpermski, cechsztyńsko-mezozoiczny i trzeciorzędowo-czwartorzędowy. Na powierzchni występują tylko utwory czwartorzędowe (plejstocen i holocen), których miąższość waha się od 10–15 m (rejon J. Durawskiego) do 110 m (rejon Dziewoklucz-Radwanki). Czwartorzęd reprezentują osady morenowe, wodnolodowcowe i zastoiskowe zlodowaceń południowopolskich, środkowopolskich i zlodowacenia północnopolskiego, a także osady rzeczne i jeziorne interglacjałów oraz holocenu.

Na obszarze arkusza Margonin udokumentowano pięć złóż kruszyw budowlanych i drogowych oraz jedno złożo torfów.

Złożo „Margonin” o powierzchni 3,65 ha, udokumentowane w 1984 r. w obrębie niewielkiego wzniesienia moreny czołowej (powierzchnia 3,65 ha, miąższość 4,7–9,2 m, grubość nadkładu 0,3–0,4 m, zasoby zarejestrowane 594 tys. ton). Serię złożową miąższości 4,8–9,2 m tworzą piaski (punkt piaskowy 91,1–99,2 %, zawartość pyłów mineralnych 1,9–3,2 %, zasoby zarejestrowane 195 tys. ton) oraz piaski ze żwirami (punkt piaskowy 68,2–76,0, zawartość pyłów mineralnych 1,4–1,9 %, zasoby zarejestrowane 399 tys. ton). W nadkładzie grubości 0,3–0,4 m występuje gleba piaszczysta. W latach 1988–1991 prowadzono okresową eksploatację. Pozostało niezrekultywowane wyrobisko stokowo-wgłębne (częściowo zarośnięte) o powierzchni około 1,8 ha i wysokości ścian 2–5 m.

Niewielkie złożo kruszywa „Sypniewo” udokumentowano w 1999 r. (powierzchnia 0,26 ha, miąższość 4,3 m, grubość nadkładu 1,9 m, zasoby w kat. C₁ 20,2 tys. ton), a w 2000 r. zostało wyeksploatowane prawie w całości. Niezrekultywowane wyrobisko stokowo-wgłębne ma powierzchnię około 0,5 ha. W 2003 r. udokumentowano złożo w nowych granicach (powierzchnia 1,98 ha, grubość nadkładu 0,2–1,15 m). Serię złożową miąższości 3,4–6,6 m stanowią piaski różnoziarniste z nieregularnymi wystąpieniami frakcji żwirowej (punkt piaskowy 79,7–83,9 %, zawartość pyłów mineralnych 0,7–0,9 %, zasoby w kat. C₁ 131 tys. ton).

W złożu „Bartodziej” występują piaski wodnolodowcowe (powierzchnia 6,65 ha, miąższość 1,6–3,8 m, grubość nadkładu 0,2–0,4 m, zasoby w kat. C₁ 288 tys. ton), charakteryzujące się następującymi parametrami: punkt piaskowy 86,8–98,6 %, zawartość pyłów mineralnych 1,6–4,1 %, ciężar nasypowy w stanie luźnym 1,4–1,6 T/m³, a w stanie utrzęsionym 1,5–1,7 T/m³. Złożo jest zawodnione (głębokość zwierciadła wody 1,3–3,4 m p.p.t.).

W pobliżu jeziora Kaliszańskiego zlokalizowano dwa niewielkie złoża kruszywa naturalnego. W złożu „Kamienica II” udokumentowano warstwy wodnolodowcowych piasków i piasków ze żwirami (powierzchnia 0,8 ha, średnia miąższość 1,8 m, punkt piaskowy: piasek 83,4 % i piasek ze żwirami 57,8 %, zawartość pyłów mineralnych 2,1 % i 1,7 %). Kopalinę ze złoża wyeksploatowano w 40 %, a teren złoża zrekultywowano. W złożu „Kamienica III” o powierzchni 3,5 ha (zasoby zarejestrowane 171 tys. ton, grubość nadkładu 0,6 m) kopalinę stanowią wodnolodowcowe piaski różnoziarniste z nieregularnymi wystąpieniami frakcji żwirowej (miąższość 2,9–3,3 m, punkt piaskowy średnio 76,6 %, zawartość pyłów mineralnych 2,7–3,2 %). Eksploatacja tego złoża prowadzona w latach 1988–1991, została zaniechana.

W złożu „Rybowo” kopalinę główną stanowią torfy niskie turzycowe i turzycowo-mszyste (powierzchnia 7,8 ha, miąższość 2,9–4,2 m, średnio 3,2 m; zasoby 232 tys. m³), charakteryzujące się następującymi parametrami: popielność 6,26–8,04 %, wilgotność względna 78,7–79,05 %, stopień rozkładu 0,0–4,13 %, odczyn pH 6,74–6,82. W nadkładzie torfów występuje gleba murszowa i bagienno-torfowa, którą wydzielono jako kopalinę towarzyszącą (miąższość 0,25–0,5 m, kwasowość 5,6–6,0 pH, zasoby 20 tys. m³). Złożo jest zawodnione (poziom wodonośny nawiercono na głęb. 0,15–0,40 m p.p.t.). Torfy ze złoża „Rybowo” eksploatowano w latach 1997–2004 na podstawie koncesji, a wcześniej prowadzono „dziką” eksploatację.

Z punktu widzenia ochrony środowiska tylko złoża „Margonin” i „Rybowo” uznano za konfliktowe, możliwe do eksploatacji po spełnieniu określonych wymagań. Przyczynami konfliktowości są: ochrona wód podziemnych (obszar najwyższej ochrony GZWP nr 139) oraz ochrona gleb i krajobrazu (Obszar Chronionego Krajobrazu Dolina Noteci).

Perspektywy na udokumentowanie złóż piasków i żwirów istnieją tylko w zachodniej części omawianego obszaru (Radwanki, Dziewoklucz, Kamienica). Negatywne obszary dla złóż pospółek stwierdzono w okolicach: Adolfowa, Czesławic, Sypniewa, Sarbki, Bartodziejów i Kobylca. W obrębie tych obszarów istnieją perspektywy na udokumentowanie małych złóż piasków i pospółek na potrzeby lokalne. Negatywnym wynikiem zakończyły się również prace geologiczno-poszukiwawcze złóż kredy jeziornej dla potrzeb rolnictwa, które prowadzono w dolinie rzeki Rudki. Wyznaczono pięć niewielkich obszarów prognostycznych dla złóż torfów (okolice Grabowa, Rybowa, Toniszewa).

Na terenie arkusza Margonin znajdują się fragmenty dwóch obszarów chronionego krajobrazu, utworzonych w 1998 r. Krajobraz jeziorno-leśno-łukowy w okolicach Margonina chroniony jest w granicach obszaru „Dolina Noteci”. W południowo-wschodniej części terenu część zlewni rzeki Wełny objęto ochroną w obrębie obszaru „Dolina Wełny i Rynna Gołaniecko-Wągro-

wiecka". W systemie krajowej sieci ekologicznej ECONET-Polska (utworzonej w 1995 r. w nawiązaniu do systemu ochrony europejskiego dziedzictwa przyrodniczego) znalazł się północno-zachodni fragment obszaru arkusza, który jest częścią międzynarodowego korytarza ekologicznego Pradolina Noteci oraz fragment południowo-wschodni zaliczany do korytarza ekologicznego o znaczeniu krajowym.

Obszary leśne, które na omawianym terenie zajmują około 20% jego powierzchni, poza istotnymi funkcjami gospodarczymi, spełniają również ważne funkcje gleboochronne, wodoochronne i retencyjne, a także turystyczno-wypoczynkowe. Są to głównie lasy mieszane, bory sosnowe i lasy łęgowe. Charakterystycznym i ważnym elementem szaty roślinnej omawianego obszaru są zbiorowiska nieleśne: wodne, bagienne, torfowiskowe i łąkowe, często z chronionymi i rzadkimi gatunkami roślin. Ochroną objęte są gleby pochodzenia organicznego: torfowe, murszowe, mułowo-torfowe oraz mady. Tworzą one bardzo dobre i dobre kompleksy użytków zielonych w dolinie Margoninki, Dymnicy, Rudki i Strugi Gołanieckiej, w pobliżu jezior oraz w zagłębieniach terenu. Na obszarach wysoczyznowych i sandrowych, dla użytkowania rolniczego chronione są brunatne i bielcowe gleby kompleksu żyniego bardzo dobrego i dobrego (klasy biotacyjne IIIa–IVa).

Do rejestru Wojewódzkiego Konserwatora Przyrody wpisano 20 pomników przyrody żywej i jeden przyrody nieożywionej. Większość chronionych drzew pomnikowych rośnie w parkach podworskich, z których największy o powierzchni 17,8 ha znajduje się w Margoninie. Granitowy głaz narzutowy „Zakłeta karczma” o obwodzie 16 m i wysokości 2,5 m uznano za pomnik przyrody w 1957 roku. Na kamieniu znajduje się oryginalny napis wyryty w 1827 r. Na szczególną uwagę zasługują dwie aleje lipowe posadzone w 1765 r. Drzewa rosną w dwóch lub czterech rzędach wzdłuż drogi Margonin–Margońska Wieś i Margońska Wieś–Kowalewo.

Podstawowym zaleceniem dla planowania przestrzennego gmin to zrównoważony rozwój gospodarczy oparty na ekologicznym rolnictwie i wykorzystaniu wysokich walorów przyrodniczo-krajobrazowo-kulturowych i turystyczno-wypoczynkowych obszaru. Należy kontynuować działania w zakresie: budowy wodociągów, kanalizacji, oczyszczalni ścieków i uporządkowania gospodarki odpadami. Niezwykle ważnym zagadnieniem w gospodarce gmin jest ochrona i właściwe wykorzystanie wód podziemnych oraz dążenie do zmniejszenia zanieczyszczenia wód w rzekach i jeziorach. Jest to konieczne, gdyż głównym walorem tych terenów są jeziora, które już teraz stanowią doskonałą bazę dla rekreacji i wypoczynku. Szansą dla gmin jest dalszy rozwój rolnictwa, zwłaszcza w zakresie produkcji zdrowej żywności i racjonalnego wykorzystania łąk. Bardzo istotnym dla omawianego obszaru jest ogólnokrajowy program zalesiania, który poprawi stosunki gruntowo-wodne gleby, zapobiegnie jej erozji i stepowieciu. Rozwój funkcji turystyczno-rekreacyjnych może nastąpić poprzez: rozbudowę bazy specjalistycznej, szeroki rozwój agroturystyki i ekoturystyki oraz dzięki odpowiedniej promocji regionu w kraju i zagranicą.

W dyskusji brali udział: J. Gagol, A. Juszczyk, S. Salwa, S. Zbroja i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 30 sierpnia 2006 r.

Jan MALEC, Zbigniew. SZCZEPANIK, Wiesław TRELA, Dariusz WIĘCŁAW, Stanisława ZBROJA: **Wstępne dane o potencjale węglowodorowym skał paleozoiku Gór Świętokrzyskich**

Na podstawie badań geochemicznych (Rock-Eval) określono wstępną charakterystykę materii organicznej oraz jej procentowy udział w kompleksach skalnych, reprezentujących wszystkie systemy paleozoiku Gór Świętokrzyskich. Próbkę do badań pobierano z jednostek litostratygraficznych o teoretycznie największym potencjale macierzystości, to znaczy z ciemnych i czarnych osadów ilastych i węglanowych, reprezentujących zarówno głębokomorskie jak i płytkomorskie środowiska sedymentacji. Z uwagi na ograniczony budżet oraz brak dostępnych do badań materiałów, niemożliwe było opróbowanie wszystkich interesujących serii skalnych.

Ogółem badania geochemiczne wykonano w 13 profilach na podstawie 46 próbek, w tym: 6 z kambru, 4 z ordowiku, 18 z syluru, 3 z dewonu, 7 z karbonu i 8 z permu (cechsztynu).

Kambr. W utworach kambru potencjalnie perspektywicznych pod względem macierzystości, stwierdzono znikome ilości materii organicznej. Pomimo czarnej barwy, osady formacji łupków z Gór Pieprzowych kambru środkowego i formacji łupków z Klonówki kambru górnego, zawierają niewielkie ilości węgla organicznego. Czarna barwa tych skał pochodzi najprawdopodobniej od rozproszonego pirytu.

Ordowik. W badanych na macierzystość skałach górnego ordowiku z regionu łysogórskiego (formacja łośców z Jeleniowa) stwierdzono bardzo mały udział substancji organicznej. Na omawianym obszarze, jednostka ta jest słabo rozpoznana pod kątem macierzystości z uwagi na niewielką ilość analizowanych próbek. Brak jest też danych o macierzystości równowiekowych utworów ordowiku występujących w regionie kieleckim.

Sylur. W sylurze, najbogatsza w materię organiczną jest dolna część systemu, głównie landoweru, reprezentowana przez osady dolnej części warstw bardziańskich z regionu kieleckiego. Z wykonanych obecnie badań wynika, że zawierają one przeciętnie około 3,1% wagowych materii organicznej, co czyni je skałami o bardzo wysokim potencjale węglowodorowym. Zdeponowana

w landowerze materia organiczna jest pochodzenia morskiego. Mała zawartość substancji organicznej w zbadanych skałach dolnego syluru (i górnego ordowiku) z regionu łysogórskiego może wynikać z przegrzania tych utworów i usunięcia z nich węglowodorów. W sposób pośredni mogą na to wskazywać stosunkowo wysokie wartości wskaźników CAI (Colour Alteration Index) i TAI (Thermal Alteration Index) dojrzałości termicznej materii organicznej w tych osadach, uzyskane na podstawie akritarch i konodontów, które w równowiekowych skałach z regionu kieleckiego mają wartości niższe.

Dewon. Utwory marglisto-wapienne dewonu górnego charakteryzują się wyraźnie podwyższoną zawartością substancji organicznej. W profilu serii marglisto-wapiennej famenu wyróżniają się szczególnie dwa horyzonty o bardzo wysokim potencjale węglowodorowym, w których udział węgla organicznego jest większy niż w pozostałej części tej jednostki. Starszy z nich, reprezentowany przez kompleks margli i wapieni laminowanych, występuje w obrębie konodontowych poziomów górny *rhomboida*–dolny *marginifera*. W utworach marglisto-wapiennych famenu występuje materia organiczna algowego pochodzenia. Przeciętny udział materii organicznej w tych utworach wynosi około 1,9%. Drugi horyzont, wykształcony w postaci czarnych łupków marglistych i wapieni ilastych, mieści się w przedziale poziomów *trachytera-postera*. W regionie kieleckim, występuje w nim kilka poziomów łupków bitumicznych o grubości warstw od 30 do 180 cm, a materia organiczna stanowi w nich od 10 do ponad 22% wagowych. Przeciętna zawartość materii organicznej w kompleksie marglisto-wapiennym famenu wynosi w granicach 1–1,5%, klasyfikując te skały do grupy o wysokim potencjale węglowodorowym.

Karbon. W karbonie, skałami o bardzo wysokim potencjale węglowodorowym okazały się turnejskie i wizeńskie czarne iłowce krzemionkowe formacji z Zaręb. Z dotychczas przeprowadzonych badań wynika, że znajduje się w nich przeciętnie 2,8% wagowych substancji organicznej.

Perm. Skały permu, reprezentowane przez wapień cechsztyński z dolnej części cechsztynu, należą do utworów o wysokim potencjale węglowodorowym. Dotychczas zbadane próbki zawierają przeciętnie około 1,6% substancji organicznej.

Charakterystyka skał macierzystych. Kompleksy skalne bogate w materię organiczną, niezależnie od ich wieku, złożone są z osadów o zbliżonych cechach sedimentologicznych. Wykształcone są w postaci czarnych i ciemnoszarych osadów o delikatnej poziomej laminacji, głównie iłowców, iłowców marglistych i margli. Dane biostratygraficzne wskazują, że są to utwory o dużej kondensacji stratygraficznej. Poza utworami cechsztynu, były one deponowane w środowisku głębokomorskim, z anoksycznymi warunkami w przydennych partiach zbiornika. Bogate w materię organiczną osady dolnego syluru (landower) i dolnego karbonu (turnej, wizen) należą do sekwencji prefliszowych.

Realizacja dalszych badań. W kolejnym, kompleksowym etapie badań macierzystości skał paleozoiku Gór Świętokrzyskich należy w szerszym zakresie rozpoznać horyzonty, w których obecnie stwierdzono podwyższone koncentracje substancji organicznej. W osadach ordowiku, w obu regionach powinny być zbadane utwory karadoku (formacja iłowców z Jeleniowa) wykształcone w postaci łupków z graptolitami. W osadach syluru, poza sekwencją landoweru, należy zbadać także osady wenloku i dolnego ludlowu złożone z facji czarnych łupków graptolitowych, reprezentowanych przez wyższą część warstw bardziańskich i warstwy prągowieckie w regionie kieleckim oraz warstwy ciekockie i wilkowskie z regionu łysogórskiego. W osadach dewonu, rozpoznania wymagają niektóre horyzonty ciemnych osadów ilastych i węglanowych dewonu środkowego, występujące w obrębie warstw skalskich i nieczulickich z regionu łysogórskiego. W osadach karbonu, badaniami trzeba objąć wszystkie profile z iłowcami krzemionkowymi formacji z Zaręb, zarówno te z obszaru cokołu paleozoicznego jak również udokumentowane w wierceniach zlokalizowanych na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. W osadach permu, konieczne jest kompleksowe zbadanie profili wiertniczych z utworami wapienia cechsztyńskiego a także z ciemnymi osadami węglanowymi ze środkowej części cyklotemu PZ3.

Obszar perspektywiczny dla poszukiwań węglowodorów. Stwierdzone w paleozoiku Gór Świętokrzyskich horyzonty litologiczne bogate w materię organiczną stanowią duży potencjał węglowodorowy. W sprzyjających uwarunkowaniach paleotermicznych i geotektonicznych, sekwencje tych osadów mogą stanowić bardzo dobre skały macierzyste dla węglowodorów. Jest bardzo prawdopodobne, że warunki takie występują w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, gdzie struktury paleozoiku świętokrzyskiego „zanurzają się” pod osady pokrywy mezozoicznej. Wśród tych ostatnich występują także kompleksy skalne o potencjalnych właściwościach zbiornikowych (teryogeniczne osady dolnego triasu i dolnej jury). Obszar ten wskazywany jest jednocześnie jako najbardziej perspektywiczny dla poszukiwań węglowodorów.

W dyskusji brali udział: S. Salwa, M. Kuleta, A. Romanek, J. Gagol i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 6 września 2006 r.

Jan MALEC, Piotr GLINIĄK, Maria KULETA, Sylwester SALWA, Zbigniew SZCZEPANIK, Andrzej URBANIEC, Stanisława ZBROJA: **Profil wiercenia Odrowążek 1 — informacje wstępne**

Otwór Odrowążek 1 odwiercono w okolicy miejscowości Odrowążek w gminie Bliżyn, w odległości około 14 kilometrów na SW od Skarżyska-Kamiennej. Wiercenie wykonane zostało w okresie 23.08–29.11.2004 r. na zlecenie i pod nadzorem PGNiG

S.A., Departament Poszukiwania Złóż, Ośrodek Południe w Jaśle. Celem wiercenia było rozpoznanie utworów mezozoicznych i paleozoicznych w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich oraz określenie perspektyw występowania węglowodorów na tym obszarze. Lokalizacja wiercenia poprzedzona została analizą struktur tektonicznych podłoża, których obraz uzyskano na podstawie badań geofizycznych obszaru położonego pomiędzy Końskimi, Szydłowcem, Skarżyskiem-Kamienną i Mniowem. Za potencjalnie perspektywiczne dla akumulacji bituminów uznano rejony z wydźwigniętymi strukturami paleozoicznymi przykrytymi nieprzepuszczalnymi osadami chemicznymi cechsztynu. Jedną z takich struktur rozpoznano w rejonie Odrowążka, gdzie pod cechsztynem, na podstawie interpretacji profili sejsmicznych stwierdzono elewację tektoniczną zbudowaną z utworów węglanowych dewonu środkowego i silikoklastyków dewonu dolnego.

W profilu Odrowążka, pod czwartorzędem (0,0–1,0 m) przewiercono utwory triasu (1,0–873,0 m) i permu (873,0–1033,0 m), a na głębokości 1033,0–1800,0 m nawiercono dewon, w którym zakończono wiercenie.

Podział litostratygraficzny permo-mezozoiku oraz dewonu ustalono głównie na podstawie danych geofizycznych oraz okruchowych próbek płuczkowych. Uzupełniono je badaniami litologiczno-petrograficznymi i biostratygraficznymi rdzeniowanymi odcinków profilu o łącznej miąższości około 47 metrów, w tym 9 metrów ze spągu permu i ponad 38 metrów z sekwencji dewonu.

TRIAS DOLNY (1,0–873,0 m)

Górny pstry piaskowiec — niższy ret (1,0–124,0 m)

Formacja z Baranowa (1,0–124,0 m)

Środkowy pstry piaskowiec (124,0–598,0 m)

Formacja z Samsonowa (124,0–380,0 m)

Formacja ze Stachury (380,0–493,0 m)

Formacja z Samsonowa (493,0–517,0 m)

Formacja z Goleniaw (517,0–598,0 m)

Dolny pstry piaskowiec (598,0–873,0 m)

Formacja z Zagnańska (598,0–852,0 m)

Ogniwo z Tumlina (598,0–740,0 m)

Formacja z Jaworznej (852,0–865,0 m)

Formacja z Siodeł (865,0–873,0 m)

Stratygrafia i korelacje. Profil litologiczny oraz charakterystyczne następstwo osadów dolnego triasu w otworze Odrowążek 1 jest porównywalne z profilami wierzeń zgłębionych w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, takich jak Tumlin Podgrodzie IG 1, Cierchy IG 1, Stachura IG 1, Goleniawy IG 1, Jaworzna IG 1, a także częściowo Nieświń PIG 1 i Opoczno PIG 2. Podstawą podziału litostratygraficznego utworów triasu w omawianym profilu jest schemat zaproponowany przez Kulecę (Kuleta i Zbroja, 2006).

Formacja z Baranowa reprezentowana jest przez piaskowce różnoziarniste, przewarstwione mułowcami i iłowcami, których powstanie związane jest ze środowiskiem rzek meandrujących i roztokowych.

Formacja z Samsonowa wykształcona jest głównie w postaci brunatnych, pstrych mułowców i iłowców z pakietami piaskowców reprezentatywnych dla utworów rzek meandrujących z szeroko rozwiniętymi osadami równi zalewowych i jezior. W obrębie mułowców i iłowców występują liczne charakterystyczne gruzłowe skupienia węglanu wapnia, związane genetycznie z rozwojem poziomów glebowych. Dwudzielnosc tej formacji w omawianym profilu wynika z lateralnego jej zazębienia się z formacją ze Stachury.

Formacja z Stachury zbudowana jest z monotonnie wykształconej serii heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych i mułowcowo-iłowcowo-węglanowych, przedzielanych wkładkami mułowców i iłowców marglistych, wapieni bioklastycznych i piaskowców drobnoziarnistych.

Formacja z Goleniaw utworzona jest z piaskowców drobnoziarnistych z różną zawartością ooidów i bioklastów, przewarstwianych osadami piaskowcowo-mułowcowymi typu heterolitów oraz szarymi wapieniami ooidowo-bioklastycznymi.

Formacja z Zagnańska z ogniwo z Tumlina wyróżnionym w górnej części jednostki, reprezentowana jest głównie przez piaskowcowe osady rzek roztokowych oraz utwory wydymowe i międzywydymowe.

Formacja z Jaworznej zbudowana jest z brunatnoszarych piaskowców partiami silnie wapnistych, z domieszką bioklastów, przewarstwianych nieregularnie osadami piaskowcowo-mułowcowymi lub iłastymi, wykształconymi w formie heterolitu. Genetycznie formacja ta reprezentuje osady fluwialne zazębiające się z osadami przybrzeża zbiornika morskiego.

Formacja z Siodeł złożona jest z charakterystycznych, czerwono-brunatnych osadów mułowcowo-iłowcowych z dużym nagromadzeniem gruzłów węglanowych, których genezę wiązać można z rozwojem procesów glebowych.

PERM GÓRNY — cechsztyń (873,0–1033,0 m)

Stropowa seria terygeniczna PZt (873,0–925,0 m)

Cyklotem PZ3 (925,0–958,0 m)

Seria recesywna T3r (925,0–933,0 m)

Anhydryt główny A3 (933,0–935,0 m)

Dolomit płytowy Ca3 (935,0–953,0 m)

Szary ił solny T3 (953,0–958,0 m)

Cyklotem PZ2 (958,0–967,0 m)

Seria recesywna T2r (958,0–967,0 m)

Cyklotem PZ1 (967,0–1033,0 m)

Anhydryt górny A1g (967,0–1010,0 m)

Brekcja anhydrytu górnego (985,0–989,0 m)

Anhydryt dolny (1010,0–1023,0 m)

Wapień cechsztyński Ca1 (1023,0–1024,0 m)

Zlepienieć podstawowy Zp1 (1024,0–1033,0 m)

Stratygrafia i korelacje. Profil permu górnego — cechsztynu z wiercenia Odrowążek 1 porównano z profilami otworów Tumlin Podgrodzie IG 1 i Stachura IG 1, zlokalizowanymi w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, w zatoce kajetanowskiej. W profilu Odrowążka występują zbliżone miąższości i wykształcenie litologiczne osadów.

Stropowa seria terygeniczna PZt ma zbliżoną miąższość jak w porównywanych wierceniach (odpowiednio 33,6 i 59,9 m). Reprezentowana jest przez piaskowce i mułowce z gruzłami siarczanowymi (gipsowymi).

W obrębie **cyklotemu PZ3** można wyróżnić 4 poziomy. W stropie występuje seria recesywna T3r, reprezentowana przez iłowce z gruzłami anhydrytowymi. Poniżej leży cienki pakiet zailonych anhydrytów anhydrytu głównego A3. Stosunkowo dużą miąższość ma dolomit płytowy, zbudowany z nieco zailonych wapieni dolomitycznych. W spagu tego cyklotemu leży szary ił solny T3 reprezentowany przez iłowce z anhydrytem.

Cyklotem PZ2 reprezentowany jest tylko przez terygeniczo-anhydrytowe utwory serii recesywnej T2r. Przez analogię z wykształceniem tej serii w otworach Stachura i Tumlin Podgrodzie można sądzić, że są to mułowce z gruzłami anhydrytowymi.

Cyklotem PZ1 ma stosunkowo niewielką miąższość. Związane jest to prawdopodobnie z położeniem na wyniesieniu podłoża i niewielką miąższością wapienia cechsztyńskiego Ca1 i zlepieńca podstawowego Zp1. W porównywanych wierceniach, wapień cechsztyński osiąga 33,2 m w Tumlinie Podgrodziu i 46 m w Stachurze. Anhydryt górny A1g, podobnie jak w zatoce kajetanowskiej, przedzielony jest silnie zailonymi anhydrytami brekcji anhydrytu górnego BrA1g, których utworzenie związane jest z obniżeniem poziomu morza. Anhydryt górny A1g kontaktuje bezpośrednio z anhydrytem dolnym A1d, reprezentowanym przez anhydryty ze zróżnicowaną zawartością dolomitu. Granica pomiędzy dolomitami jest prawdopodobnie erozyjna. Brak tutaj najstarszej soli kamiennej Na1, występującej na północy w otworze Nieświń PIG 1, lub utworów terygenicznych T1r z wierceń Tumlin Podgrodzie i Stachura. Wapień cechsztyński Ca1 zbudowany jest z dolomitów z gniazdami anhydrytu. Zawierają one dość dużą domieszkę dobrze i średnioobtoczonych okruchów piaskowców kwarcowych i iłowców. Zlepienieć podstawowy Zp1 reprezentowany przez para- i ortozlepieńce, składa się z różnookruchowych, w niższej części drobnookruchowych otoczków szarych piaskowców kwarcowych, czarnozielonych smugowanych skał krzemionkowych i zielonkawych iłowców o różnym stopniu obtoczenia. Dolomitowo-anhydrytowe spoiwo zlepieńców zawiera dużą ilość drobnych okruchów o składzie otoczków.

DEWON (1033,0–1800,0 m)

1140,0–1149,0 m — występują tu dolomity margliste, drobnokrystaliczne poziomo laminowane o czarnej barwie. Lokalnie występują horyzonty z rozproszonymi małymi litoklastami dolomitów drobnokrystalicznych jasnoszarych o nieregularnych kształtach, średnicy do 3,5 cm. Szczątki organiczne obecne w cienkich laminach reprezentowane są przez tentakulity, stylioliny i małżoraczki.

1313,0–1322,0 m — występują tu dolomity margliste, drobnokrystaliczne poziomo laminowane o czarnej i ciemnoszarej barwie. Laminację podkreśla alternacja lamin czarnych i szarych. Warstewki o szarej barwie, grubości 0,2–0,8 cm graniczą w spagu wzdłuż powierzchni erozyjnej. Rozproszone drobne szczątki organiczne należą do tentakulitów oraz otwornic z rodzaju *Hyperammia*.

1478,0–1487,0 m — występują tu dolomity margliste, drobnokrystaliczne o czarnej i ciemnoszarej barwie, z licznym udziałem gniazdowych skupień pirytu na płaszczyznach laminacji. W ich obrębie występują dolomity drobnokrystaliczne, gruzłowe o grubości od kilkudziesięciu centymetrów do 2,5 metra. Są one złożone z nieciągłych warstw szarych dolomitów drobnokrystalicznych o nierównej powierzchni spagowej, grubości do 3,5 cm, rozdzielonych cienkimi warstwami lub laminami dolomitów czarnych, poziomo laminowanych. Szczątki organiczne reprezentowane są przez tentakulity i małżoraczki.

1627,0–1636,0 — występują tu dolomity margliste, drobnokrystaliczne ciemnoszare i czarne poziomo laminowane, w dolnej części z domieszką ziaren kwarcu. W górnej części interwału występują 30–40 cm grubości kompleksy dolomitów gruzłowych, złożone z cienkich (0,5–2,5 cm) warstw drobnokrystalicznych szarych dolomitów, rozdzielonych cienkimi laminami czarnych iłowców dolomitycznych. W spagowej części interwału, w pojedynczych warstwach do 5 cm grubości występują cienkogałzko- we tabulaty z rodzaju *Coenites*. Rozproszone w dolomitach skamieniałości należą do liliowców, tentakulitów, mszywiolów, otwornic z rodzaju *Hyperammia* oraz konodontów *Icriodus struvei* Weddige.

1752,0–1752,3 m — występują tu piaskowce kwarcytowe, drobnodziarniste o ciemnoszarej barwie, złożone z gruzłów kwarcytowych o soczewkowatym kształcie, nieregularnie rozmieszczonych, rozdzielonych cienkimi laminami czarnych mułowców. Struktura piaskowców przypomina gnejsy oczkowe.

1778,8–1780,0 m — na tej głębokości występują piaskowce kwarcytowe drobnodziarniste o ciemnoszarej barwie, silnie zbiorowowane.

Stratygrafia i korelacje. Kompleks czarnych iłowców dolomitycznych występujących w profilu Odrowążka na głęb. 1033,0–1120,0 m, pod względem litostratygraficznym odpowiada dolnej części warstw skałskich z regionu łysogórskiego, datowanych na góry eifel.

Dolomity z głęb. 1120,0–1688,0 m, są litostratygraficznym ekwiwalentem dolomitów warstw wojciechowskich z regionu łysogórskiego. Obie sekwencje odróżniają się wykształceniem struktur sedimentacyjnych jak również inwentarzem szczątków organicznych. W rdzeniowych odcinkach dolomitów z Odrowążka nie stwierdzono struktur sedimentacyjnych charakterystycznych dla facji pływowych i lagunowych, które są powszechne w dolomitach warstw wojciechowskich. W przeciwieństwie do tych ostatnich, gdzie występują amfipory, stromatoroidy i stromatolity, w dolomitach z Odrowążka organizmy te nie występują, natomiast powszechnie występują tentakulity, a w górnej części także stylioliny. Struktury sedimentacyjne i szczątki organiczne obecne w dolomitach z Odrowążka wskazują na otwartomorskie i głębokowodne środowisko sedimentacji osadów. Na głęb. 1633,2 m znaleziono znaczące stratygraficznie skamieniałości reprezentowane przez konodonty *Icriodus struvei* Weddige. W sekwencji dewonu gatunek ten występuje w przedziale poziomów środkowy *costatus*–dolny *ensensis*, definiując eifelski wiek osadów.

Utwory występujące w profilu Odrowążka na głęb. 1688,0–1749,0 m, można korelować z formacją grzegorzowicką z regionu łysogórskiego. Kompleks piaskowcowy z głęb. 1688,0–1704,0 m odpowiada utworom silikoklastycznym ogniwa mułowców i piaskowców z Zachełmia, występującym w stropowej części formacji grzegorzowickiej. W profilu Odrowążka (podobnie jak w zachodniej części regionu łysogórskiego), granica pomiędzy dewonem dolnym a środkowym przebiega najprawdopodobniej bezpośrednio poniżej odpowiedników ogniwa z Zachełmia, tzn. w przybliżeniu na głęb. 1704,0 m.

Piaskowce kwarcytowe nawiercone w profilu Odrowążka na głęb. 1749,0–1800,0 m, odpowiadają stropowej części formacji piaskowców zagórzańskich z regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. W nawiązaniu do datowań biostratygraficznych tych ostatnich, kompleks piaskowcowy z Odrowążka należy do górnego emsu.

Tektonika. Pod względem strukturalnym profil otworu jest wyraźnie trójdzielny. Występujące w jego najwyższej części osady permsko-mezozoiczne nie wykazują w odcinku rdzeniowym zaburzeń tektonicznych. Widoczne są jedynie litostylolity o amplitudach nie przekraczających 2,5 cm, ze słabo wykształconą powłoką stylolitową świadczącą o ograniczonym rozpuszczaniu skał.

Leżące niżej w profilu skały węglanowe dewonu środkowego charakteryzują się znacznym rozrzutem wartości kąta upadu, zmieniającego się na niewielkiej przestrzeni od 0 do 90°, świadczącym o sfałdowaniu tych utworów. Na powierzchniach ławic powszechnie występują lustra tektoniczne. Szczególnie często widoczne są na granicach kontrastów litologicznych. Obserwowane na nich rysy tektoniczne są upadowe, nasuwcze lub skośne, transpresyjne w zakresie do 50° względem upadu warstw. Taka sukcesja świadczy o zmianie układu naprężeń tektonicznych w trakcie deformacji. Procesowi fałdowania towarzyszył rozwój kławażu w podatnych seriach łupkowych oraz rozpuszczania pod ciśnieniem we wkładkach kompetentnych utworów węglanowych. Efektem rozpuszczania było powstanie struktur wciskowych oraz tektonostylolitów o amplitudach około 2–3 cm, z dobrze widoczną powłoką stylolitową. Procesowi deformacji towarzyszyło także formowanie żył mineralnych o dwojakim charakterze. Żył synkinematyczne są włókniste, natomiast żyły powstające w końcowym etapie deformacji mają romboedryczny pokrój kryształów i niekiedy tworzą niewielkie szeregi ekstensyjne. Najmłodszymi i najrzadziej spotykanymi strukturami tektonicznymi są w tej części profilu słabo wyrażone lustra tektoniczne o charakterze normalno-zrzutowym, dokumentowanym przez upadowe rysy tektoniczne oraz synkinematyczną mineralizację kalcytem w cieniach ciśnienia.

Występujące w spągowej części otworu piaskowce dewonu dolnego charakteryzują się niskim stopniem zdeformowania. Ich upad nie przekracza 15°. Strefa głównego odkłucia przebiegająca prawdopodobnie na granicy piaskowców i serii węglanowej, uwarunkowana została znaczną różnicą własności mechanicznych sąsiadujących kompleksów skalnych.

W dyskusji brali udział: A. Romanek, M. Studencki, W. Trela i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 13 września 2006 r.

Stanisława ZBROJA, Maria KULETA, Maria NOWAK, Jan MALEC, Sylwester SALWA Wiesław TRELA: **Propozycje nowych geologicznych stanowisk dokumentacyjnych w regionie świętokrzyskim**

Oddział Świętokrzyski uczestniczył w realizacji ogólnopolskiego tematu pt. „Katalog 150 stanowisk dokumentacyjnych w Polsce”. Z regionu świętokrzyskiego wytypowano do ochrony 25 nowych geologicznych stanowisk dokumentacyjnych. W województwie świętokrzyskim dla ochrony ważnych obiektów przyrody nieożywionej utworzono już: 22 rezerwaty, 1 park krajobrazowy, 145 pomników, 4 zespoły przyrodniczo-krajobrazowe oraz 9 stanowisk dokumentacyjnych. Utworzenie kolejnych stanowisk dokumentacyjnych podniesie geologiczną, przyrodniczą, dydaktyczną i turystyczną rangę ziemi świętokrzyskiej.

Wytypowane do ochrony obiekty obejmują utwory od kambru po czwartorzęd. Uwzględniono m. in. profile stratotypowe i hipostratotypowe różnych formacji i ogniw, faunę i ichnofaunę, tektonikę fałdową i uskokuwą, mineralizację, formy morfologiczne oraz wartości surowcowe. W karcie ewidencyjnej stanowiska (zawierającej 36 punktów) zamieszczono m. in. charakterystykę geologiczną z profilem lub przekrojem, dokumentację fotograficzną, lokalizację na mapie w skali 1:25 000 i szkicu w skali 1:5 000, stosunek do innych form ochrony przyrody, dostępność komunikacyjną, proponowane zalecenia konserwatorskie i formy promocji. Propozycje utworzenia nowych geologicznych stanowisk dokumentacyjnych są następujące:

Piaskowce dolnego kambru na Górze Plebańskiej — fragment profilu osadów dolnego kambru (formacja z Ociesek), odsłonięty w starym kamieniołomie. Do obserwacji dostępna jest stropowa powierzchnia ławicy piaskowcowo-mułowcowej z licznymi strukturami sedymentacyjnymi typu biogenicznego i deformacyjnego oraz profil złożony z kwarcowych piaskowców przewarstwianych zbioturbowanymi mułowcami. Jest to unikatowe odsłonięcie utworów dolnego kambru w południowej części Gór Świętokrzyskich.

Sfałdowane osady kambru środkowego w Starej Hucie — naturalne odsłonięcie (w zakolu niewielkiego strumienia) piaskowców kwarcytowych z wkładkami iłowców. Na niewielkiej przestrzeni (około 20 m) widoczne jest znaczne nagromadzenie form fałdowych o zróżnicowanej geometrii wyraźnie uzależnionej od litologii skał powstałych w wyniku nałożenia dwóch faz deformacji. Podstawowy walor dydaktyczny tego odsłonięcia to prezentacja stopnia skomplikowania wewnętrznej budowy antykliny łysogórskiej.

Sfałdowane łupki i piaskowce kambryjskie w Kamecznicy Podmachocickiej — w zboczach i dnie wąwozu (długość około 300 m, wysokość do 5 m), odsłaniają się silnie zdeformowane tektonicznie środkowokambryjskie piaskowce, iłowce i mułowce (formacja łupków z Gór Pieprzowych, warstwy z Krajna). Jest to jedyne w Górach Świętokrzyskich miejsce, w którym udokumentowano skały metamorficzne — metaiłowce i fylity z licznymi żyłami kwarcowymi, kwarcowo-chlorytowymi i węglanowymi.

Piaskowce i zlepiénce dolnego ordowiku w kamieniołomie Międzygórz — fragment profilu dolnego ordowiku o miąższości około 20 m, odsłaniający się w nieczynnym kamieniołomie, obejmuje piaskowce glaukonitowe górnego tremadoku (formacja z Międzygórz) z wkładkami zlepiénców z glaukonitem, w obrębie których zidentyfikowano kilka stref tektonicznych. Jest to jedno z nielicznych odsłonień dolnego paleozoiku na obszarze Wyżyny Sandomierskiej.

Wapienie ordowiku w Mójczy na Górze Załężnia — odsłaniający się w starym łomie profil skał węglanowych formacji wapieni z Mójczy (miąższość około 12 m) obejmuje: wapienie krystaliczne (lanwirm–karadok) oraz wapienie piaszczyste i piaskowce węglanowe (arenig) zawierające bardzo bogatą i liczną faunę. Odsłonięcie jest wyjątkowym w skali światowej przykładem skondensowanych stratygraficznie osadów węglanowych, cechujących się bardzo wolnym tempem sedymentacji.

Piaskowce kwarcytowe dewonu dolnego w kamieniołomie Podole — w ścianie nieczynnego kamieniołomu na długości około 60 m i wysokości ponad 20 m, odsłaniają się piaskowce średnio i cienkoławicowe oraz łupki mułowcowe i piaszczyste. W piaskowcach stwierdzono obecność plakodermowych szczątków ryb fałdopławych, łusek ryb kościstych oraz fragmenty tarcz pancernych bezszczękowców. Jest to jedno z najdalej na wschód wysuniętych odsłonień dewonu dolnego w regionie świętokrzyskim.

Warstwy niewachlowskie górnego syluru w Niestachowie — w starych nieczynnych łomach, zlokalizowanych na wschodnim zboczu Góry Otrocz, odsłania się kilkumetrowy fragment warstw niewachlowskich ludlowu, reprezentowany przez zwężone piaskowce szarogłazowe średnio- i gruboziarniste o jasnych barwach, odpowiadające głównie wakom kwarcowym.

Warstwy świętomarskie w dolinie rzeki Psarki — odsłonięcie fragmentu stratotypowego profilu osadów dewonu środkowego–żywetu, widoczne są w skarpach i dnie doliny na długości około 20 m. Warstwy świętomarskie tworzą serię skalną, złożoną z osadów terygenicznym mułowcowo-piaskowcowych z nieliczną fauną ramienionogów, liliowców, ślimaków, tentakulitów, szczątków roślinnych i stosunkowo licznych skamieniałości śladowych. Na tych osadach spoczywają niezgodnie zlepiénce permu górnego.

Profil pogranicza osadów dewonu dolnego i środkowego w Zbrzy — odsłonięty i zbadany w rowie badawczym o długości ponad 70 m. W profilu występują: mułowce z cienkimi, pojedynczymi warstwami piaskowców, kompleks arenitów kwarcowych z 3 cm wkładką zielonych tufitów (?) oraz wapienie i margle z bogatą fauną, leżące zgodnie sedymentacyjne na utworach terygenicznym. Jest to hipostratotypowy profil ogniw wapieni z Dąbrowy, w których dolnej części lokalizowana jest granica pomiędzy emsem a eiflem.

Warstwy rzepińskie syluru górnego w dolinie rzeki Słupianki w Winnicy — w skarpie i dnie doliny (na długości około 50 m) odsłania się seria łupków mułowcowych z przewarstwieniami piaskowców szarogłazowych i soczewkami wapieni oolitowych, mułowców z wkładkami wapieni, zielonych i czerwonych łupków. Osady te zawierają liczne szczątki fauny. Udokumentowano tu również stanowisko sylurskich roślin lądowych, należących do najstarszej i najbardziej prymitywnej grupy roślin naczyniowych.

Piaskowce kwarcytowe i łupki dewonu dolnego w kamieniołomie Bukowa Góra — profil osadów emsu, odsłonięty w przekopie drogi do kamieniołomu oraz w części nieeksploatowanej ścianie wschodniej i południowej. Występują tu: piaskowce kwarcytowe drobno i średnioziarniste, masywne, przewarstwiane iłowcami i mułowcami z licznymi skamieniałościami śladowymi (formacja zagórzeńska), czarne iłowce i mułowce z przewarstwieniami wapieni lub dolomitów z liczną makro i mikrofauną (ogniwo iłowców z Bukowej Góry formacji grzegorzowickiej) oraz piaskowce kwarcytowe, drobnoziarniste z warstewkami mułowcowymi (ogniwo piaskowców z Kapkazów). We wschodniej ścianie obserwować można także tektoniczne zaangażowanie warstw w postaci struktur fałdowych i uskokuwych.

Węglanowe osady dewonu dolnego w Wydryszowie — odsłaniają się w małych łomikach, naturalnych odkrywkach i dnie potoku, tworząc kilkumetrowej miąższości serie skalne. Jest to stratotypowy profil obejmujący fragment formacji grzegorzowickiej, ogniwo dolomitów z Warszówka, ogniwo margli z Godowa i ogniwo wapieni z Wydryszowa.

Sfałdowane wapienie dewonu w kamieniołomie Mogilki — w obrębie nieczynnego kamieniołomu (długość około 140 m, wysokość ścian do 10 m) odsłaniają się intensywnie sfałdowane wapienie margliste, cienko i średnioławicowe z wkładkami łupków marglistych. Widoczne formy fałdowe i różnego typu uskoki wraz z przejawami towarzyszącej im mineralizacji należą do najpiękniejszych odsłonień w Polsce.

Osady pogranicza syluru i dewonu w Rzepinie Kolonia — w skarpie tarasu rzeki Świśliny, w naturalnych odsłonięciach oraz rowach i wkopach badawczych, udokumentowano 180 m stratotypowy profil warstw rzepińskich górnego syluru i hipostratotypowy ogniwa dolomitów z Rzepina dewonu dolnego (ems).

Profil pogranicza osadów dewonu i karbonu w kamieniołomie Ostrówka-Todowa Grząba — stratotypowy profil dostępny do bezpośredniej obserwacji w północnej, nieeksploatowanej ścianie kamieniołomu oraz w rowach badawczych (około 100 m od wyrobiska). Występują tu: szare gruboławicowe wapienie amfiporowe i stromatoporoidowe (fran), wapienie głownogowe (famen), wiśniowe łupki ilaste z wkładkami wapieni i tufitów (turnej), czarne łupki ilasto-krzemionkowe i wapienie organodetrytyczne (wizen). Jest to unikatowe odsłonięcie pogranicza dewonu górnego i karbonu dolnego, znane w literaturze światowej i bardzo często prezentowane z okazji krajowych i międzynarodowych konferencji oraz zjazdów naukowych.

Zlepieńce górnego permu w kamieniołomie Wiśniówka Duża — kilkumetrowy pakiet zlepieńców permskich (górny czerwony spagowiec — zlepieniec podstawowy Zp1) widoczny jest w zachodniej ścianie głównego przekopu komunikacyjnego na długości około 40 m. Zlepieńce, zbudowane z otoczków skał podłoża, leżą na erozyjnej powierzchni (z niezgodnością kątową) górnokambryjskich piaskowców kwarcytowych z wkładkami iłowców i mułowców.

Zlepieńce permskie w kamieniołomie Zygmuntówka — profil zlepieńcowych osadów cechsztynu (miąższość do 30 m) odsłonięty na długości kilkudziesięciu metrów w północnej ścianie nieczynnego kamieniołomu. Zlepieńce spoczywają niezgodnie na żywecko-frańskim kompleksie wapiennym o upadzie około 40°S. Jest to unikatowe w Górach Świętokrzyskich odsłonięcie zlepieńców cechsztynu o dużej miąższości, gdzie można rozpoznać ich cechy petrologiczne, sedimentologiczne, a także zapoznać się z formami tektoniki nieciągłej, procesami hydrotermalnymi i powstaniem kalcytu typu „różanka” oraz zjawiskami krasowymi.

Żwirownia w Czerwonej Górze k/ Ostrowca — fragment profilu osadów najniższego pstręgo piaskowca, odsłonięty w ścianach czynnego okresowo wyrobiska (wysokość 5–12 m). Występują tu słabo zwięzłe zlepieńce (a właściwie żwiry), które w wyniku procesów wietrzenia uległy w różnym stopniu dezintegracji i odbarwieniu. Osady wykazują typowe cechy sedimentologiczne dla środowiska żwirowych rzek roztokowych i stożka napływowego.

Iłowce kamionkowe w kopalni Pałęgi — najwyższy fragment profilu osadów środkowego pstręgo piaskowca (trias dolny) odsłonięty w nieeksploatowanej północnej ścianie czynnej kopalni iłów. Utwory budujące złożę Pałęgi wykształcone są głównie jako iłowce pylaste o barwie ciemnowiśniowej przechodzące w brązowowiśniowe mułowce ilaste oraz w mułowce piaszczyste z nielicznymi wkładkami drobno i średnioziarnistych piaskowców. Na powierzchniach ławic piaskowców zidentyfikowano szczeliny z wysychania i zmarszczki fałowe oraz liczne tropy kręgowców, ślady bezkręgowców i różnorodne mechanoglify. Iłowce są surowcem do produkcji wyrobów ceramiki przemysłowej (m. in. dachówek), ceramiki artystycznej oraz materiału rzeźbiarskiego.

Rzeczne piaskowce i iłowce retu w kopalni Baranów k/ Suchedniowa — fragment profilu stratotypowego osadów dolnego retu (o miąższości około 50 m) zbudowany z czerwonych i kremowych piaskowców oraz iłowców, odsłania się w nieeksploatowanej północnej ścianie czynnej kopalni odkrywkowej. Osady wykazują wykształcenie i cykliczne następstwo litofacjalne charakterystyczne dla piaszczystych rzek meandrujących. W Baranowie znaleziono, po raz pierwszy w Polsce, reckie tropy kręgowców, które zachowały się w postaci naturalnych odlewów na dolnych powierzchniach ławic piaskowców, bądź w postaci tropów właściwych w podścielających je warstwach ilastych.

Wapienie i skamieniałości dolnego retu w kamieniołomie Piekoszów — profil osadów, odsłonięty w starym kamieniołomie, zbudowany jest z wapieni i wapieni marglistych z drobnymi wkładkami iłowców marglistych. Osady te zawierają liczne szczątki organiczne (skorupki i odciski małżów, ramienionogów, amonitów, kości i zęby ryb, odciski zwęglonej flory). Jest to jedyne w zachodniej części Gór Świętokrzyskich odsłonięcie osadów węglanowego retu.

Piaskowce i wapienie organodetrytyczne w Szańcu — profil utworów klastycznych dolnego sarmatu (o miąższości kilku m, odsłonięty na długości kilkuset metrów w nieczynnych lub dorywczo eksploatowanych wyrobiskach) budują: piaskowce kwarcowe, drobno i bardzo drobnoziarniste, partiami bardzo słabozwięzłe, z domieszką pokruszonych krasnorostów, fragmentów muszli mięczaków, otwornic i serpul oraz wapienie organodetrytyczne piaszczyste grubo i średnioziarniste, często z udziałem frakcji zlepieńcowej. Bardzo dobrze widoczne struktury rynnowego warstwowania przekątnego. Można zapoznać się z metodami eksploatacji i obróbki skał wykorzystywanych w budownictwie i architekturze od XIV wieku.

Skamieniałości i ichnoskamieniałości w Korytnicy — rejon wsi Korytnica jest unikatowym w skali europejskiej miejscem występowania bardzo bogatej i zróżnicowanej morskiej fauny miocenkiej, badanej od początku XX wieku. Znaleziono tu bardzo liczne, nowe dla nauki gatunki zwierząt, przede wszystkim ślimaków (41 taksonów), ale również m. in. strzykw, wieloszczetów i ryb (otolitów). Doskonałe zachowanie szczątków umożliwia szczegółową analizę środowiska i ekologii paleozbiorowisk, a także opis taksonomiczny, anatomiczny, fizjologiczny a nawet opis sposobu życia poszczególnych gatunków i grup organizmów.

Kras kenozoiczny w kamieniołomie wapieni dewońskich Słopiec — jedno z najciekawszych miejsc występowania kopalnego krasu kenozoicznego w Górach Świętokrzyskich. Obok lejów i studni krasowych oraz wypełniającego je materiału piaszczystego o charakterystycznych wulkanoklastycznych cechach, bardzo interesujące są także krasowo wypreparowane duże, owalne formy stromatoporoidowe.

Martwica wapienna w Pokrzywiance — rzadkie w skali regionu, odsłonięcie czwartorzędowej martwicy wapiennej (długość 7 m, wysokość 1,5 m). W skarpie drogi odsłania się szarobrunatny wapień o nierównej porowatości, miejscami zwięzły i twardy, ze skalcytyzowanymi i scementowanymi fragmentami roślin, które uczestniczyły w procesie powstania martwicy.

W dyskusji brali udział: J. Gagol, A. Juszczak, A. Romanek i prelegenci.

Poseidzenie odbyło się w dniu 20 września 2006 r.

Jan MALEC: Sekwencja utworów chaotycznych kambru z Gór Pieprzowych

Utwory kambru Gór Pieprzowych złożone są głównie z serii ilasto-mułowcowej z podrzędnym udziałem cienkich przeławień piaskowców kwarcytowych. W rejonie Sandomierza, miąższość tych utworów szacowana jest na około 400 m. Na podstawie trylobitów udokumentowano środkowokambryjski wiek skał ze wschodniej części Gór Pieprzowych, z rejonu Kamienia Łukawskiego, gdzie występują także osady grubookruchowe wyróżnione jako ogniwo zlepieńców z Komornej (Orłowski, 1975). Z tego samego obszaru opisano faunę ramienionogów, z zachodniej części środkowokambryjskie otwornice i akritarchy, a górnokambryjskie akritarchy udokumentowano w otworze Kamień Plebański PIG 1, odwierconym na zachód od Kamienia Łukawskiego (Szczepanik, 2001). Osady tworzące formację łupków z Gór Pieprzowych interpretowano jako płytkomorskie, zdeponowane na szelfie (Przewłocki, 2000; Jaworowski, Sikorska, 2006). Według Orłowskiego (*op. cit.*), skały kambru Gór Pieprzowych oraz budujące południowe stoki pasma głównego Gór Świętokrzyskich, należą do formacji łupków z Gór Pieprzowych. Badania paleotermiczne wskazują, że jednostka ta ograniczona jest do paleotektonicznego regionu łysogórskiego (Szczepanik, 1996).

Ogólna charakterystyka profilu. Badania przeprowadzono we wschodniej części Gór Pieprzowych, w obrębie istniejącego niegdyś kamieniołomu w rejonie miejscowości Kamień Łukawski. Dobrze odsłonięty profil kambru obejmuje ponad 30 metrową sekwencję osadów. Występujące w nim warstwy mają południowy upad w zakresie 44–77°, przy ich rozciągłości w azymucie 65–128°. Analizowane struktury sedimentacyjne ujawniły odwrócone położenie warstw w badanym profilu. Zasadnicza jego część utworzona jest z szarobrunatnych mułowców zawierających nieregularnie rozmieszczone pojedyncze warstwy lub odizolowane litoklasty piaskowców oraz warstwy zlepieńców. Utwory kambru występujące w nieczynnym kamieniołomie zaliczono do facji mułowców z litoklastami, wyróżniając w jej obrębie trzy subfacje: piaskowców, zlepieńców oraz mułowców i ilowców.

Facja mułowców z litoklastami. Tworzą ją głównie mułowce złożone z ilasto-kwarcowego matriks bez widocznej makroskopowo wewnętrznej stratyfikacji. W dolnej części profilu występują mułowce szare i czarne, wyżej — szarobrunatne, w których materiał okruchowy wykazuje nieuporządkowane rozmieszczenie. Poza ziarnami kwarcu, w mułowcach obecne są łyszczyki, minerały ciężkie oraz substancja fosforanowa. Udział ziarn kwarcu dochodzi do 50% objętości skały. Ziarna kwarcu są w znacznym stopniu obtoczone. Ich wielkość wynosi od ułamka do ponad 1 mm średnicy. Większe ziarna kwarcu zorientowane są dłuższymi osiami w różnych kierunkach. Często są prostopadłe ustawione do spągowej powierzchni warstwy mułowcowej. W mułowcach tkwią bezładnie rozmieszczone, stosunkowo liczne litoklasty piaskowców o bardzo dobrym stopniu obtoczenia, najczęściej o kulistym kształcie, średnicy od 1 do 10 cm, najczęściej 1–3 cm, rzadziej o kształcie dyskoidalnym, o średnicy do 15 cm i grubości do 3 cm. W mułowcach stwierdzono obecność nielicznych otoczków fosforanowych o średnicy do kilku centymetrów oraz stosunkowo liczne skorupki ramienionogów *Lingulella vistulae* (Gürich).

Subfacja piaskowcowa. Reprezentowana jest przez pojedyncze ławice drobnodziarnistych piaskowców o grubości od 4 do 15 cm, odizolowane duże litoklasty o długości od kilkudziesięciu centymetrów do 1,5 m oraz duże bloki piaskowców o nieregularnym soczewkowym kształcie, grubości od 0,4 do 1,0 metra. Warstwy piaskowców są nieregularnie rozmieszczone, zazwyczaj powyginane, nieciągłe i najczęściej urywają się w ścianie odsłonięcia, przechodząc obocznie w mułowce. W dolnej części profilu, w obrębie mułowców tkwi struktura osuwiskowa o średnicy około 60 cm, złożona z ponasuowanych na siebie fragmentów ławic piaskowców o grubości około 10 cm. Wyżej w profilu występują cztery warstwy piaskowców (o grubości 8–12 cm) ponasuowanych na siebie, z których dwie wyższe urywają się w ścianie odsłonięcia, przechodząc obocznie w mułowce. Piaskowce reprezentują drobno- i średniodziarniste waki kwarcowe o różnym stopniu obtoczenia ziarn kwarcu. Obok ziarn kwarcu występują w nich rozproszone okruchy fosforanowe, łyszczyki i nieliczne ziarna skaleni. W niektórych dużych litoklastach, minerały ciężkie obecne są w formie rozproszonej lub w postaci gniazdowych skupień.

Subfacja zlepieńcowa. W dolnej części odsłonięcia zlepieńce tworzą stosunkowo zwartą serię skalną o grubości od 50 do 140 cm, graniczącą w spągu erozyjnie z mułowcami. W części spągowej występuje kilka amalgamowanych warstw o nieregularnej grubości, od kilku do 20 cm, rozdzielonych wyprasowanymi warstwami czarnych mułowców. Wyżej znajduje się warstwa zlepieńców o grubości do 50 cm. W stropie występują dwie warstwy rozdzielone wyprasowanymi czarnymi mułowcami, o łącznej grubości około 40 cm, które obocznie przechodzą w mułowce brunatne. Zlepieńce utworzone są głównie z otoczków piaskowców kwarcowych, bardzo dobrze obtoczonych, o kulistych lub dyskowatych kształtach, o przeciętnej średnicy 1 cm, maksymalnej do 8 cm. Podrzędny udział stanowią w nich otoczki złożone z substancji fosforanowej, o średnicy do 2 cm oraz nieliczne ziarna

żyłowego kwarcu. Otoczaki piaskowcowe reprezentowane są przez dwa rodzaje wak kwarcowych. Jeden należy do piaskowców bardzo drobnoziarnistych, drugi reprezentują piaskowce drobnoziarniste z rozproszonymi minerałami ciężkimi. Materiał okruczowy zlepieńców jest słabo wysortowany. Tylko w najgrubszej warstwie otoczaki wykazują frakcjonalne rozwarstwienie, w cieńszych — są bezładnie rozproszone. Otoczaki tkwią w drobnoziarnistej ilasto-piaszczystej matriks, której udział wynosi powyżej 15% objętości skały. Występują w niej rozproszone minerały ciężkie, ziarna substancji fosforanowej oraz liczne skorupki ramienionogów *Lingulella vistulae* (Gürich).

W stropowej części profilu w nieczynnym kamieniołomie, występuje warstwa zlepieńców o grubości około 15 cm, zbudowana z podobnego materiału okruczowego jak zlepienie z jego części spągowej, lecz o drobniejszej frakcji.

Subfacja mułowców i iłowców. W wyższej części profilu mułowców z litoklastami występuje seria czarnych mułowców i iłowców bez litoklastów, o grubości około 1,5 m. Laminy mułowców złożone są z drobnych ziarn kwarcu, łuszczyków oraz rozproszonych minerałów ilastych. W obrębie mułowców i iłowców występują cienkie (0,8–1,0 cm) warstewki drobnoziarnistych piaskowców o spoiwie ilasto-krzemionkowym. W przeciwieństwie do mułowców brunatnych z litoklastami, czarne mułowce i iłowce charakteryzują się bardzo dobrą blaszkowatą łupliwością.

Interpretacja. Mułowce z litoklastami odpowiadają żwirowcom ilastym, osadom o szkielecie rozproszonym lub mułowcom piaszczystym, charakterystycznym dla gęstych prądów zawiesinowych, deponowanych ze spływów kohezyjnych o różnicowanej lepkości, określanych jako *mud flow* lub *high-density turbidity*. Występujące w mułowcach liczne ramienionogi *Lingulella vistula* (Gürich) wskazują na ich resedymencję ze strefy szelfowej. Obecne w mułowcach mniejsze litoklasty piaskowców przemieszczone zostały w spływach kohezyjnych, natomiast większe — w formie osuwisk i jako warstwy ześlizgowe. Duża zawartość minerałów ciężkich w niektórych litoklastach piaskowców, wskazuje na litoralne pochodzenie materiału piaszczystego. Zlepienie są osadem zdeponowanym z suspensji gęstych żwirowych prądów zawiesinowych, w momencie nagłego spadku ich prędkości. Zostały one resedymetowane ze strefy szelfowej, o czym świadczy obecność licznych ramienionogów *Lingulella vistula* (Gürich) w ich spoiwie. Depozycja czarnych mułowców i iłowców poziomo laminowanych z laminami piaszczystymi, odbywała się przy udziale transportu z rozcieńczonych prądów zawiesinowych.

Uwagi końcowe. Przypadkowe ułożenie warstw w profilu odsłoniętym w kamieniołomie, szybkie zmiany lateralne oraz wymieszanie facji, świadczą o chaotycznym charakterze sedymentacji. Współwystępowanie mułowców z litoklastami, warstwami piaskowców i zlepieńców pochodzących z płytkomorskich środowisk sedymentacyjnych o różnych potencjałach energetycznych wskazuje, że osady te zostały uruchomione i przemieszczone spływami grawitacyjnymi. Transport materiału nieuporządkowanego odbywał się w postaci spływów kohezyjnych, osuwisk i ześlizgiwania się po skłonie basenu. Brak lateralnej ciągłości ławic oraz nieregularne sekwencje facjalne wskazują na sedymentację nieskanalizowaną. Taki typ sedymentacji jest charakterystyczny dla linijnych źródeł zasilania, w których depozycja osadów odbywa się w postaci silikoklastycznych fartuchów (*silicoclastic aprons*). Obecność fartuchowej asocjacji facjalnej w obrębie głębokomorskich osadów iłowcowych wskazuje na początkową fazę wypiętrzania obrzeża basenu i redepozycję osadów bez uprzywilejowanych dróg i schematów depozycyjnych. Biorąc pod uwagę pozycję stratygraficzną omawianych utworów, datowanych na kambr środkowy, można przypuszczać, że ich pojawienie się poprzedziło sedymentację uporządkowanych silikoklastycznych osadów formacji piaskowców z Wiśniówki, deponowanych głównie na obszarze środkowej części głębokomorskiego stożka (por. Malec, 2003, 2005).

Mułowce z litoklastami piaskowców, zlepieńcami i fosforytami z rejonu Kamienia Łukawskiego nie występują w sekwencji kambru dolnego i środkowego regionu kieleckiego. Według Michniaka (1969), skały macierzyste konkrecji fosforytowych nie są znane w granicach Polski. Obszar źródłowy tych utworów, który znajdował się poza Górami Świętokrzyskimi, w czasie ich sedymentacji charakteryzował się aktywnością tektoniczną w postaci szybkich ruchów wypiętrzających. Basen łysogórski nie graniczył wówczas z blokiem małopolskim, lecz bezpośrednio z obszarem orogenicznym, uplasowanym generalnie naprzeciwko dzisiejszych struktur tektonicznych formacji łupków z Gór Pieprzowych i formacji piaskowców z Wiśniówki.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 września 2006 r.

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

Obszar arkusza Strzelce Krajeńskie *Mapy hydrogeologicznej Polski* obejmuje fragmenty dwóch regionów hydrogeologicznych: pomorskiego i wielkopolskiego z subregionem pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej. W obydwu regionach wody podziemne o znaczeniu użytkowym występują w piaszczysto-żwirowych utworach czwartorzędowych oraz piaszczystych utworach neogennych. Cały obszar arkusza leży w obrębie zlewni rzeki Noteci, prawobrzeżnego dopływu Warty. Pod względem fizjograficznym

arkusz obejmuje fragmenty dwóch makroregionów: Pojezierza Południowopomorskiego i Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, które należą do podprowincji Pojezierza Południowobałtyckiego.

Piętro czwartorzędowe występuje niemal powszechnie na całym obszarze arkusza i najczęściej odgrywa rolę głównego piętra wodonośnego. W obrębie piętra czwartorzędowego stwierdzono występowanie trzech poziomów: poziomu wód gruntowych, międzyglinowego i podglinowego, wykazujących odrębność hydrostrukturalną.

Poziom wód gruntowych związany jest z piaszczysto-żwirowymi utworami rzecznyymi holocenu i wodnolodowcowymi osadami zlodowacenia północnopolskiego i środkowopolskich występujących w pradolinie Noteci oraz wodnolodowcowymi piaskami i żwirami zlodowaceń środkowopolskich, tworzącymi sandry i ozy w rejonie Pielice–Lipie Góry i Dobiegniewa. Poziom ten rozprzestrzeniony jest w centralnej i południowo-wschodniej części arkusza. W obrębie Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej miąższość osadów wodonośnych wynosi 5–28 m. W centralnej części arkusza, w piaszczystych osadach sandrowych zlodowacenia środkowopolskiego, miąższość warstwy wodonośnej sięga od 5 do 20 m. Parametry hydrogeologiczne poziomowi wód gruntowych są zróżnicowane ze względu na zmienność wykształcenia litologicznego i obecność wkładek pylastych. Wydajności potencjalne otworów studziennych wynoszą najczęściej 10–50 m³/h, lokalnie 70–120 m³/h, a niekiedy nie przekraczają 10 m³/h. Poziom wód gruntowych występujący w czwartorzędowych osadach Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej został zakwalifikowany jako główny zbiornik wód podziemnych GZWP nr 138 Toruń–Eberswalde (Notec). W obrębie arkusza znajduje się zachodni fragment tego zbiornika. Są to przeważnie wody o średniej jakości, zawierające podwyższone zawartości żelaza i manganu, lokalnie o dobrej jakości (z nieznacznymi przekroczeniami żelaza i manganu). Niekiedy wody te są zanieczyszczone związkami azotu — amoniakiem i azotanami.

Międzyglinowy poziom wodonośny występuje w piaszczystych osadach zlodowaceń środkowopolskich na obszarze wysoczyznowym i lokalnie w obrębie pradoliny Noteci. Często poziom ten jest dwudzielny (górny i dolny). Poziom międzyglinowy górny (płytszy) jest związany z osadami piaszczystymi, głównie fluwioglacjalnymi oraz zastoiskowymi piaskami i mułkami zlodowaceń środkowopolskich. Miąższość warstwy wodonośnej wynosi 3–20 m. Warstwa ta jest ujęta wieloma otworami studziennymi. Wydajności studni wynoszą przeważnie 10–50 m³/h, lokalnie 50–70 m³/h, a miejscami nie przekraczają 10 m³/h. Przykryta jest glinami o grubości od kilku do 20 m, miejscami do 50 m. Dolny (głębszy) poziom międzyglinowy występuje w piaskach i mułkach zastoiskowych oraz w piaskach i żwirach wodnolodowcowych zlodowaceń środkowopolskich. Przykryty jest nieciągłą pokrywą glin piaszczystych zlodowaceń środkowopolskich o miąższości od kilku do 60 m. Miąższość osadów wodonośnych waha się w przedziale 3–41 m. Większą miąższość stwierdzono w północno-zachodniej części arkusza, w otoczeniu jezior Osiek i Lipie oraz w obszarze kopalnej doliny przebiegającej w rejonie Dobiegniewa. Zmienne wykształcenie litologiczne warunkuje zróżnicowanie parametrów hydrogeologicznych. Poziom międzyglinowy dolny jest ujęty licznymi studniami wierconymi. Wydajności studni wynoszą 10–50 i 50–70 m³/h, a niekiedy 70–120 m³/h. Poziom ten ma podstawowe znaczenie jako zbiornik wód podziemnych na obszarach wysoczyznowych. Międzyglinowy poziom wodonośny został uznany jako główny zbiornik wód podziemnych GZWP nr 136 Dobiegniew. Jakość wody oceniono jako średnią (z uwagi na podwyższone zawartości żelaza i manganu) i dobrą (z niewielkimi przekroczeniami żelaza i manganu). Lokalnie stwierdzono ponadnormowe zawartości amoniaku i siarczanów.

Podglinowy poziom wodonośny występuje w piaszczystych osadach interglacjału mazowieckiego. Miąższość piaszczystych osadów w kopalnych dolinach sięga 40–70 m. Warunki hydrogeologiczne poziomu podglinowego są bardzo słabo rozpoznane.

Neogeńskie piętro wodonośne jest rozpoznane i użytkowane w północno-zachodniej i południowo-wschodniej części arkusza. Na pozostałym obszarze utwory neogenu nie zostały zbadane w aspekcie hydrogeologicznym. Reprezentuje je poziom mioceński, który stanowią drobnoziarniste piaski. Poziom ten jest oddzielony od piętra czwartorzędowego warstwą mułków i ilów lub pakietem glin zwałowych o miąższości dochodzącej do 120 m. Poziom występuje na głębokości około 150–180 m p.p.t. Miąższość piaszczystych osadów mioceńskich sięga od 14 do 27 m. Wydajności otworów studziennych wynoszą przeważnie 10–50 m³/h. Mioceński poziom wodonośny tylko lokalnie został uznany jako główny poziom użytkowy. Na pozostałym obszarze zakwalifikowano go jako podrzędny ze względu na brak dostatecznego rozpoznania hydrogeologicznego. Są to wody o dobrej jakości (z nieznacznymi przekroczeniami zawartości żelaza i manganu) i średniej jakości (ze względu na podwyższone zawartości żelaza i manganu).

Przeważające tereny występowania głównych użytkowych poziomów wodonośnych uznano jako obszary o średnim stopniu zagrożenia jakości wód podziemnych. Zakwalifikowano do tej grupy obszary występowania pozbawionych izolacji poziomów wodonośnych w centralnej części arkusza. Jest to teren o ograniczonej dostępności (obszar chronionego krajobrazu, kompleks leśny), na którym nie występują ogniska zanieczyszczeń. Do tej grupy zakwalifikowano również obszary o średniej odporności poziomu czwartorzędowego (przy miąższości osadów słabo przepuszczalnych rzędu 15–30 m) z rozproszonymi obiektami o niewielkiej uciążliwości dla środowiska.

Tereny występowania zwartej pokrywy, słabo przepuszczalnych glin, na których nie ma zlokalizowanych ognisk zanieczyszczeń, uznano jako obszary o niskim stopniu zagrożenia jakości wód podziemnych. Obszarem o bardzo niskim stopniu zagrożenia wód podziemnych uznano rejon, w którym mioceński poziom wodonośny jest izolowany warstwą glin, mułków i ilów o miąższości około 130–180 m, chroniących wody podziemne przed infiltracją zanieczyszczeń z powierzchni terenu.

Pradolina Noteci została uznana jako obszar o wysokim stopniu zagrożenia. Płytko występujący poziom wód gruntowych pozbawiony jest izolacji stropowej. Jego odporność na zanieczyszczenie jest niska. Obszary o wysokim stopniu zagrożenia wydzielono również lokalnie w rejonie miejskiej zabudowy Dobiegniewa i Strzelec Krajeńskich oraz w sąsiedztwie nieczynnych obecnie gospodarstw rolnych, gdzie obserwowano już antropogeniczne skażenie wód podziemnych związkami azotu — amoniakiem,

azotynami i azotanami oraz siarczanami. W obszarach tych istnieje możliwość szybkiej migracji zanieczyszczeń z powierzchni terenu do użytkowych poziomów wodonośnych. Bardzo wysoki stopień zagrożenia jakości wód podziemnych wydzielono tylko w rejonie nieczynnego (ze względu na przekroczenia zawartości azotanów) ujęcia komunalnego dla zaopatrzenia w wodę Strzelec Krajeńskich.

W dyskusji brali udział: J. Prażak, A. Juszczyk, J. Gagol, E. Wróblewska i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 4 października 2006 r.

Andrzej JUSZCZYK: Uwarunkowania i możliwości pozyskiwania kopalin ze złóż zlokalizowanych w obszarach chronionych — opracowanie na podstawie wybranych obiektów w regionie świętokrzyskim

W latach dziewięćdziesiątych XX wieku na mocy rozporządzeń wojewodów: kieleckiego, tarnobrzeskiego, piotrkowskiego i radomskiego ustanowiono przyrodnicze obszary chronione (parki krajobrazowe z otulinami oraz obszary chronionego krajobrazu). Całe woj. kieleckie oraz fragmenty trzech pozostałych województw znalazły się w granicach obecnego województwa świętokrzyskiego. Znajdują się tam liczne złoża kopalin, udokumentowane w latach ubiegłych. Niektóre z tych złóż są eksploatowane lub też ich eksploatacja została zaniechana. Pozostałe nie zostały udostępnione górnictwu. Zmniejszająca się w ostatnich latach ilość nowoudokumentowanych złóż nakazuje konieczność przeanalizowania uwarunkowań i możliwości udostępnienia oraz eksploatacji złóż zlokalizowanych w obszarach chronionych, a także oceny eksploatacji już udostępnionych złóż.

Strategia ochrony przyrody w woj. świętokrzyskim polega na stworzeniu Wieloprzestrzennego Systemu Obszarów Chronionych (WSOCH). Jest to system „otwarty” i nie ograniczony ilością obiektów. Obejmuje on 1 park narodowy (2,44% powierzchni województwa), 9 parków krajobrazowych (23,19%), 10 obszarów chronionego krajobrazu (41,00%) — ogółem 66,63% powierzchni województwa oraz położone przeważnie w obrębie trzech wymienionych form ochrony przyrody — rezerwaty przyrody, pomniki przyrody żywej i nieożywionej, zespoły przyrodniczo-krajobrazowe, użytki ekologiczne i stanowiska dokumentacyjne.

Podstawowym przepisem regulującym wydobywanie kopalin ze złóż jest ustawa „Prawo geologiczne i górnicze” z 4 lutego 1994 r. opublikowana w Dzienniku Ustaw nr 27 z 1994 r. z późniejszymi zmianami (ostatnie w Dz.U. nr 90/2005 r. poz. 758). Omówiono w niej m. in. zasady udzielania koncesji na wydobywanie kopalin i rodzaje dokumentów z nimi związanych. O możliwości ograniczenia lub zakazu eksploatacji złóż mówią przepisy ustawy „O ochronie przyrody” z 16.10.1991 roku opublikowanej w Dzienniku Ustaw nr 99 z 2001 r. wraz z późniejszymi zmianami. W obrębie parków narodowych, rezerwatów, parków krajobrazowych i obszarów chronionego krajobrazu obowiązuje przeważnie zakaz lokalizowania nowych obiektów zaliczanych do przedsięwzięć mogących znacząco oddziaływać na środowisko (np. górnicze zakłady odkrywkowe) w rozumieniu przepisów o ochronie środowiska. Zakaz ten nie dotyczy inwestycji realizujących cele publiczne w obrębie parków krajobrazowych i obszarów chronionego krajobrazu. Wojewoda Świętokrzyski na mocy swego rozporządzenia nr 15 z 21 września 2004 roku dopuścił możliwość eksploatacji minerałów i skał w obrębie obszarów chronionego krajobrazu.

Pośród zakładów eksploatujących złoża zlokalizowane w obszarach chronionych do bliższych rozważań wybrano osiem. Wśród nich jest pięć eksploatujących kamienie drogowe i budowlane (dwa piaskowców „Tumlin-Gród” i „Wiśniówka” oraz trzy wapieni lub dolomitów „Laskowa Góra”, „Ptasznik” i „Winna”), jedno piaskowców kwarcytowych stosowanych w przemyśle materiałów ogniotrwałych „Bukowa Góra”, jedno złożo gipsów „Leszcze” i jedno złożo piasków budowlanych „Suków”. Mają one zróżnicowane zasoby: od 572 tys. Mg „Tumlin-Gród” do 65.065 tys. Mg „Wiśniówka” oraz wydobyte: od 3 tys. Mg w „Tumlinie-Grodzie” do 369 tys. Mg w „Wiśniówce” (stan na 31.12.2002 r.). Ponadto pod uwagę wzięto dwa złoża w których zaniechano eksploatacji: piaskowców blocznych „Kopulak” oraz piasków budowlanych „Rembów”. Oprócz w/w oceną objęto jeszcze dziewięć niezagospodarowanych złóż (dwa gipsów: „Winiary” i „Uników-Galów-Szaniec”, dwa piasków budowlanych: „Suków II” i „Chotel Czerwony”, dwa ilów ceramicznych kamionkowych: „Majków” i „Parszów-Szklaniec” i trzy wapieni: dla celów wapienniczych „Kaczyn-Borków”, do produkcji kruszywa łamanego „Janczyce” i do produkcji cementu „Suchowola-Kamienna Góra”).

Przy typowaniu złóż do analizy starano się z jednej strony pokazać typ eksploatowanych kopalin, a z drugiej strony rangę poszczególnych rodzajów kopalin.

Głównymi problemami wynikającymi z wymogów ochrony środowiska są: pozyskiwanie terenu dla nowych parcel wydobywczych, wytwarzanie odpadów, powstawanie zanieczyszczeń pyłowo-gazowych, powstawanie stref uciążliwości ze względu na emitowany hałas, rekultywacja terenów poeksploatacyjnych oraz możliwość skażenia wyrobiska i jego otoczenia substancjami ropopochodnymi.

W prawie wszystkich (poza „Leszczami”) eksploatowanych złożach (w siedmiu na osiem analizowanych) istnieje konflikt z walorami krajobrazowymi otoczenia. Dlatego też rekultywacja terenu po zakończeniu eksploatacji musi objąć oprócz samego

wyrobiska również otaczający teren. Eksploatację tych złóż, podobnie jak dwóch gdzie zaniechano eksploatacji („Kopulak”, „Rembów”) zakwalifikowano do konfliktowych tj. takich gdzie eksploatacja wymaga spełnienia określonych zabiegów m. in. przeprowadzenia postępowania w sprawie oceny oddziaływania na środowisko planowanego przedsięwzięcia.

Spośród dziewięciu analizowanych i dotąd niezagospodarowanych złóż, jedynie eksploatację trzech: „Majków”, „Parszów-Szkleniec” i „Janczyce” można zakwalifikować do konfliktowych, a pozostałe do bardzo konfliktowych tj. wykluczających eksploatację. Głównymi powodami takiej klasyfikacji jest głównie konflikt z ochroną krajobrazu, a ponadto ochrona lasów, gleb oraz wód podziemnych. Do podjęcia ewentualnej eksploatacji najbardziej predysponowane jest: złożo gipsów „Winiary”, ilów ceramicznych „Parszów-Szkleniec” i wapieni „Janczyce”.

Oceniając wszystkie kopaliny występujące na terenie woj. świętokrzyskiego można stwierdzić, że największe szanse na podjęcie eksploatacji mają obecnie złoża kruszywa naturalnego i surowców ilastych ceramiki budowlanej położone w obrębie Obszarów Chronionego Krajobrazu. Pozwala na to Zarządzenie nr 15 Wojewody Świętokrzyskiego z 21.09.2004 r. dopuszczające możliwość przemysłowej eksploatacji minerałów i skał w obrębie tych obszarów. Decydujące znaczenie miałby tutaj rachunek ekonomiczny tj. koszt ewentualnego „wylesienia” lub większej opłaty za wyłączenie z produkcji gleb chronionych.

Zgodnie z opinią recenzenta „opracowania” prof. dr hab. Marcina Piwockiego przeanalizowano możliwość udokumentowania i ewentualnego podjęcia eksploatacji w obrębie obszarów perspektywicznych i prognostycznych wytypowanych przy realizacji map geologiczno-gospodarczych Polski w skali 1:50 000. Analiza 26 takich map, obejmujących woj. świętokrzyskie, wykazała, że koszt udokumentowania nowych złóż byłby zbliżony do nakładów poniesionych na udostępnienie już istniejących złóż. Najlepsze wyniki ekonomiczne dałoby udostępnienie istniejących złóż po bardzo starannym wytypowaniu tych, których eksploatacja będzie najmniej kolidować z otoczeniem.

W dyskusji brali udział: J. Gagol, W. Ślusarek, G. Herman, R. Jaworski, M. Nowak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 11 października 2006 r.

Jan MALEC: Charakterystyka sedymentologiczna utworów kambru w Kamecznicy Podmachocickiej

Profil kambru odsłonięty w Kamecznicy Podmachocickiej znajduje się w południowej części przełomu Lubrzanki, na południowo-zachodnim zboczu Góry Radostowej. W ostatnim okresie były one przedmiotem studiów sedymentologicznych prowadzonych przez Przewłockiego (2000), który stwierdził, że depozycja osadów miała miejsce na szelfie w strefie przejściowej, pomiędzy normalną a sztormową podstawą fałowania.

Badania sedymentologiczne autora skoncentrowane zostały w środkowej i górnej części Kamecznicy, bezpośrednio powyżej serii złożonej z silnie sfałdowanych i stektonizowanych łupków tworzących najstarszą część profilu kambru na tym obszarze. Łącznie prześledzono wykształcenie litologiczne i struktury sedymentacyjne w obrębie profilu o ponad 50 metrowej miąższości. Znaczna część sekwencji, zakryta zwietrzeliną, została odsłonięta robotami ziemnymi. Nie zbadano jedynie kilku metrów profilu przykrytego grubszą pokrywą zsuwów zboczowych.

Profil kambru ze środkowej części Kamecznicy Podmachocickiej utworzony jest z facji cienkoławicowych piaskowców i mułowców.

Uławicenie. Sekwencja osadów występująca w ponad 50 metrowym profilu złożona jest przeważnie z alternacji cienkoławicowych piaskowców kwarcytowych z warstwami i laminami ilasto-mułowcowymi. Oszacowano przybliżony ilościowy udział różnej grubości warstw piaskowcowych występujących w badanym odcinku profilu. Na podstawie schematu przedstawionego przez Campella (1967), warstwy piaskowcowe, w zależności od ich grubości rozdzielono na cztery grupy: bardzo cienkie (0–3 cm), cienkie (3–10 cm), średnie (10–30 cm) i grube (30–100 cm). Dla kilkumetrowego odcinka sekwencji kambru, którego nie zbadano z uwagi na przykrycie zwietrzeliną, przyjęto uśrednione dane o ilości i miąższości warstw, przypadających na 1 mb pozostałej części profilu. Ogółem, w omawianym odcinku profilu występuje ponad 1300 warstw bardzo cienkich, około 270 cienkich, około 42 średnie i 4 grube. Te ostatnie mieszczą się w dolnej części przyjętej klasy grubości i mają od 30 do 32 cm. Procentowy udział warstw reprezentujących poszczególne przedziały grubości przedstawia się następująco: warstwy bardzo cienkie — około 80,8%, cienkie — około 16,5%, średnie — około 2,5% i grube — około 0,2%.

W obrębie badanego profilu, w przypadku kilkunastu warstw o grubości od 5 do 30 cm, stwierdzono zmianę ich grubości na odcinku 1–5 m. Część z tych warstw uległa wyklinowaniu, przechodząc obocznie w osad ilasto-mułowcowy. Inne zmniejszyły swoją grubość o połowę lub więcej. W przypadku jednej warstwy o grubości 30 cm, na odcinku 2 metrów rozdziela się ona stopniowo na dwie warstwy, a te z kolei dalej dzielą się na cienkie warstwy o grubości do 4 cm, wnikać w osad ilasto-mułowcowy, tworząc cienkoławicowy heterolit piaskowcowo-łupkowy. W badanym profilu, zmienna grubość warstw wykazuje wyraźną pola-

ryzację. W jego dolnej części, do około 19 metra od spągu analizowanej sekwencji, grubość warstw wzrasta w kierunku wschodnim lub północno-wschodnim, natomiast w wyższej części profilu, ich grubość zwiększa się w kierunku zachodnim lub północno-zachodnim.

Struktury wewnątrzławicowe. W obrębie wszystkich badanych warstw piaskowcowych prześlędzono charakter struktur wewnątrzławicowych. Warstwy o grubości 20–32 cm złożone są w dolnej części z materiału ziarnistego najprawdopodobniej o frakcjonalnym uziarnieniu. Z uwagi na drobnoziarnistą frakcję ziarn kwarcu, nie jest w nich widoczna gradacja uziarnienia. W górnej części tych ławic, na odcinku 2,5–3,5 cm widoczna jest laminacja przekątna w małej skali. Stropowe powierzchnie ławic pokryte są riplemarkami prądowymi. Część grubszych ławic (20–31 cm), w dolnej części zbudowana jest z poziomo laminowanego materiału detrytycznego, a w stropie, na odcinku 1,5–2,5 cm laminowanego przekątnie w małej skali. Na powierzchni tych warstw także występują riplemarki prądowe. W przypadku ławic cieńszych, od kilku do kilkunastu centymetrów grubości, w całym przekroju warstw widoczne są wyraźnie zaznaczone struktury sedymentacyjne. W dolnej ich części występuje zazwyczaj element o laminacji poziomej, zmiennej grubości, a w stropie obecna jest laminacja przekątna materiału drobnopiaszczystego. Element laminowany przekątnie ma najczęściej grubość od 0,5 do 2,5 cm. W niektórych ławicach, pomiędzy elementem o laminacji poziomej i przekątnej występuje kilkucentymetrowy interwał laminowany faliście. W znacznej części omawianych warstw piaskowcowych, ponad laminowaną przekątnie ich stropową częścią występuje małej grubości warstewka piaszczysta laminowana faliście lub poziomo, z udziałem materiału mułowcowego. W warstwach cieńszych, o grubości poniżej 10 cm, powyżej elementu o laminacji poziomej, występują dwa interwały laminowane przekątnie, rozdzielone powierzchnią erozyjną. Obecne są także warstwy złożone z zestawów o kilkucentymetrowej grubości, zbudowane z naprzemianległych elementów laminowanych poziomo i przekątnie. Część warstw o grubości 5–10 cm, utworzona jest z dwóch lub trzech interwałów o laminacji przekątnej, rozdzielonych powierzchniami erozyjnymi. Warstwy o grubości 2–5 cm złożone są najczęściej z elementu o poziomej laminacji w spągu i laminacji przekątnej w stropie. Ten ostatni ma zazwyczaj grubość rzędu 0,5–1,5 cm. Warstwy bardzo cienkie, o grubości 0,5–2,0 cm, utworzone są głównie z trzech rodzajów struktur sedymentacyjnych. Są one laminowane wyłącznie przekątnie lub poziomo, bądź też poziomo w spągu i przekątnie w stropie. Najcieńsze warstewki piaskowcowe, o grubości 0,5–1,0 cm występują w postaci soczewkowatego kształtu, lub też w formie nieznacznie odizolowanych od siebie soczewek.

Na stropowej powierzchni większości ławic występują riplemarki prądowe. Przeprowadzone obserwacje wskazują, że wielkość riplemarków prądowych, ich długość i wysokość nie zależą od grubości warstw. W skrajnych przypadkach, na powierzchni warstwy o grubości 20 cm wysokość riplemarków wynosiła 0,5 cm, o grubości 30 cm — 1,0 cm, a w warstwie o grubości 7 cm — występowały riplemarki o wysokości 3 cm.

Struktury prądowe. Na spągowych powierzchniach warstw piaskowcowych zarejestrowano obecność struktur prądowych w postaci śladów wleczenia i małych jamek wirowych. W wyższej części profilu, na spągowych powierzchniach kilku warstw o grubości 4–5 cm napotkano odlewy małych mis wirowych. Są one wykształcone w postaci dyskowatych form o średnicy do 5 cm i wysokości 1,5 cm, z widocznymi na ich zewnętrznej powierzchni koncentrycznie ułożonymi smugami piaszczystymi.

Struktury osuwiskowe. W dwóch odcinkach profilu odnotowano obecność struktur osuwiskowych. W jego dolnej części jest to kra osuwiskowa reprezentowana przez soczewkowatego kształtu warstwę piaskowcową o grubości 19 cm i długości około 1 metra, tkwiącą w obrębie osadów mułowcowych. W górnej części profilu do struktur tych można zaliczyć porożrywaną warstwę piaskowcową występującą w obrębie łupków, która zachowana jest w postaci dwóch soczewek o grubości 4 i długości 15 cm, oddalonych od siebie o 30 cm.

Skamieniałości śladowe. Na spągowych powierzchniach warstw piaskowcowych, głównie cienko- i bardzo cienkoławicowych stwierdzono obecność skamieniałości śladowych predepozycyjnych. Występują w postaci wałeczków o średnicy od 0,5 do 1,5 cm, które są najczęściej wygięte, rzadziej prawie proste, o długości od kilku do kilkunastu centymetrów. Reprezentują one odlewy jamek żerowiskowych bezkręgowców. Liczne ślady działalności życiowej tych zwierząt stwierdzono w dolnej części profilu, w przybliżeniu do około 21 metra licząc od spągu badanej sekwencji. W wyższej części profilu struktury biogeniczne spotykano sporadycznie. Ubóstwo śladów ichnofauny na spągowych powierzchniach warstw wiąże się najprawdopodobniej ze zmianą warunków ekologicznych w przydennych strefach ówczesnego zbiornika. Wyraźny spadek ilości skamieniałości śladowych przypada orientacyjnie w tej samej części profilu, w której obserwuje się zmianę reorientacji kierunku dostawy materiału piaszczystego, generalnie ze wschodniego na zachodni.

Interpretacja. Warstwy piaskowcowe tworzące szkielet omawianego profilu, zarówno najcieńsze jak i najgrubsze, mają turbidytowy charakter sedymentacji. Leżą one z ostrą granicą spągową na warstwach ilasto-mułowcowych, natomiast w stropie przechodzą stopniowo w osad o frakcji mułowej i ilowej. W profilu pionowym utworów kambru widoczna jest tendencja do grubienia poszczególnych sekwencji ku górze. Znaczna część ławic, na niewielkiej długości jest nieciągła, wykazuje spadek grubości lub ulega wyklinowaniu. Ławice wyklinują się przeważnie w kierunku wschodnim lub zachodnim. Kierunki te były uprzywilejowanymi drogami transportu piaszczystego materiału.

Profil Kamecznicy Podmachocickiej znajduje się w odległości kilkuset metrów na południowy zachód od szczytowych partii masywu Radostowej i około 2 km na wschód od Góry Klonówki — utworzonych z gruboławicowych piaskowców formacji z Wiśniówki. W rejonie Wiśniówki stwierdzono, że piaskowce te reprezentują sekwencję kanałową z obszaru środkowej części głębokomorskiego stożka (Malec, 2005). Biorąc pod uwagę obecność na badanym obszarze utworów związanych z sedymentacją wokółkanałową, wykształconych w postaci sekwencji wałów kanałowych i międzykanałowych, przedstawiona powyżej charakterystyka litologiczno-sedymentologiczna osadów z profilu Kamecznicy Podmachocickiej odpowiada facjom akumulowanym na obszarach międzykanałowych.

Boczna dostawa materiału terygenicznego jest jedną z cech sedymentacji na obszarach międzykanałowych. W przypadku profilu Kamecznicy Podmachocickiej, osad detrytyczny transportowany był generalnie z kierunku wschodniego jak i z zachodniego. W pewnych odcinkach tego profilu zachodziło najprawdopodobniej zazębienie się osadów pochodzących z dwóch obszarów źródłowych. Były nimi rejon z sedymentacją kanałową, z których jeden znajdował się na wschód od omawianego profilu, w obrębie masywu Radostowej, drugi zaś na zachód, w centralnej części Góry Klonówki. Z kanałów zlokalizowanych w obrębie w/w obszarów, w wyniku bocznego przelewania się z nich osadów terygeniczných — utworzona została sekwencja międzykanałowa ze środkowej części omawianego profilu.

Uwagi o litostratygrafii. W profilu Kamecznicy Podmachocickiej, scharakteryzowane powyżej utwory kambru, a także leżące poniżej, wykształcone w postaci facji iłowcowej, zaliczane były dotychczas do formacji łupków z Gór Pieprzowych. Obecność w tym profilu sukcesji międzykanałowej, powiązanej genetycznie z leżącymi obocznie piaskowcami gruboławicowymi wskazuje na przynależność tych utworów do formacji piaskowców z Wiśniówki. Kompleks iłowcowy leżący niżej w profilu reprezentuje osady głębokowodnej sedymentacji basenowej. Tylko tego typu utwory kambru, występujące na południowym skłonie pasma głównego można utożsamiać z formacją łupków z Gór Pieprzowych. Charakter i środowisko sedymentacji formacji piaskowców z Wiśniówki wskazuje, że dolna granica tej jednostki jest najprawdopodobniej diachroniczna.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 25 października 2006 r.

Jan MALEC: Profil kambru w Chabowych Dołach w świetle badań sedymentologicznych

Rejon Chabowych Dołów znajduje się w północnym krańcu doliny przełomu Lubrzanki przez pasmo główne, na jej zachodnim łagodnym zboczu. Występujące na tym obszarze skały kambru położone są wzdłuż północnych zboczy tego pasma. Na odcinku około 30 m odsłaniają się tam fragmentarycznie utwory kambru górnego wykształcone głównie w facji cienkoławicowych piaskowców i mułowców. W południowej części profilu zbadano ponad 4 metrową serię tych osadów.

Piaskowce reprezentowane są głównie przez bardzo drobnoziarniste arenity kwarcowe, złożone z ziaren kwarcu o przeciętnej średnicy 0,12 mm, maksymalnej do 0,25 mm.

Ziarna kwarcu stykają się bezpośrednio ze sobą bez udziału spoiwa. Tylko miejscami, w przestrzeniach między ziarnami występują niewielkie skupienia substancji ilastej. Piaskowce charakteryzują się dobrym wysortowaniem ziarn kwarcu, które wykazują zróżnicowany stopień obtoczenia; przeważają ziarna słabo obtoczone lub nieobtoczone. W obrazie mikroskopowym, w piaskowcach widoczna jest mikrolaminacja wyrażona horyzontalnym rozmieszczeniem blaszek łyszczyków i licznych minerałów ciężkich w laminkach o 1–1,5 mm grubości. Występują one na przemian z laminami złożonymi z ziaren kwarcu o grubości 1–2 mm.

Uławicenie. Profil utworzony jest głównie z cienkich i bardzo cienkich warstw piaskowcowych, oraz pojedynczych o grubości 10–15 cm, przelawionych ciemnoszarymi mułowcami i iłowcami. Na ogólną ilość ponad 90 zbadanych warstw, najliczniej występują bardzo cienkie (do 3 cm grubości), których udział wynosi 80%, cienkie (3–10 cm grubości) stanowią około 19% ogółu warstw, oraz średnie (10–30 cm) tylko około 1% wszystkich warstw. Te ostatnie reprezentowane są przez jedną warstwę o grubości 15 cm. Warstwy piaskowcowe rozmieszczone są pojedynczo lub występują w formie zespołów złożonych z kilku sąsiadujących ze sobą warstw rozdzielonych cienkimi przewarstwieniami mułowcowymi.

W omawianym odsłonięciu obserwuje się zmniejszanie grubości warstw piaskowcowych w kierunku północno-wschodnim. Niektóre z nich (o grubości 5–10 cm), na odcinku 1,5 m zmniejszają swoją grubość o ponad połowę lub wyklinowują się, przechodząc obocznie w cienkowarstwowy hetrolit piaskowcowo-mułowcowy.

Struktury wewnątrzławicowe. W dolnej części grubszych warstw piaskowcowych brak jest widocznych makroskopowo struktur sedymentacyjnych. W ich wyższym odcinku, na przestrzeni 1,5–3 cm występuje laminacja pozioma materiału piaskowego, a w stropie, na odcinku 1,5–2,5 cm laminacja przekątna w małej skali. W obrębie wszystkich cieńszych warstw obecne są bardzo wyraźnie wykształcone wewnętrzne struktury sedymentacyjne. W warstwach o grubości 2–10 cm, w dolnej części występuje laminacja pozioma a w stropie przekątna. Warstwy o grubości 0,5–2 cm złożone są z elementów o laminacji poziomej i przekątnej lub tylko są laminowane poziomo. W warstwach piaskowcowych najcieńszych (o grubości 0,5–1,0 cm), które ilościowo dominują w omawianym profilu, drobnoziarnisty materiał piaskowy rozmieszczony jest głównie w postaci laminacji przekątnej, rzadziej tylko poziomej.

Piaskowce z . Stosunkowo monotonne wykształcenie litologiczne omawianego profilu zaburzone jest w jego stropowym odcinku. Występuje tam około 50 cm warstwa szarobrunatnych, słabo zwięzłych piaskowców z łyszczykami. Warstwa ta ma ostrą granicę spagową i stropową, gdzie kontaktuje z cienkimi warstwami ilasto-mułowcowymi. W jej dolnej części, na odcinku 30 cm występują nieliczne, bezładnie rozmieszczone litoklasty piaskowców kwarcytowych o średnicy od 0,5 do 3 cm. Przeważają lito-

klasty małe, o średnicy 0,5–1,0 cm. Litoklasty najliczniejsze są w 5 cm odcinku leżącym w odległości około 13 cm powyżej spągu warstwy. W stropowej części warstwy widoczna jest słabo zaznaczająca się laminacja pozioma materiału detrytycznego. W piaskowcach tych stosunkowo często spotykane są okazy małych ramienionogów, rzadziej trylobitów. W obrazie mikroskopowym, piaskowce reprezentują wakę kwarcową, w której udział ilasto-mułowcowego matriks wynosi około 30%. Szkielet piaskowców złożony jest z dobrze wysortowanych ziaren kwarcu o przeciętnej średnicy 0,15 mm, maksymalnej 0,40 mm. Ziarna kwarcu charakteryzują się różnym stopniem obtoczenia, od nieobtoczonych do bardzo dobrze obtoczonych. W obrębie spoiwa stosunkowo licznie występują blaszki łyszczyków.

Struktury prądowe. Na spagowych powierzchniach niektórych warstw piaskowcowych obserwowano hieroglify prądowe w postaci odlewów małych bruzd erozyjnych. Ułożenie struktur prądowych wskazuje na transport materiału piaskowego w kierunku północno-wschodnim.

Skamieniałości śladowe. W sekwencji całego badanego profilu stosunkowo licznie występują ślady działalności bezkręgowców. Spotykane są na spagowych powierzchniach warstw piaskowcowych jako odlewy jamek żerowiskowych, wykształconych w postaci nieregularnie rozmieszczonych struktur o wałeczkiowatym kształcie, średnicy 0,5–0,7 cm, należących najprawdopodobniej do ichnorodzaju *Planolites*. Na spagowych powierzchniach kilku warstw stwierdzono także odlewy śladów spoczynku trylobitów (*Rusophycus*). Struktury biogeniczne związane są głównie z cienkimi warstwami piaskowcowymi o grubości 1–2,5 cm.

Struktury osuwiskowe. Na północ od opisanej wychodni, na odcinku około 20 m, profil kambru tworzą osady o podobnym wykształceniu litologicznym, lokalnie z grubszymi (do kilkunastu centymetrów) ławicami piaskowcowymi. W stropowej części tych utworów, w obrębie cienkoławicowych piaskowców i mułowców występuje gruba ławica piaskowców kwarcytowych o miąższości powyżej 2 metrów. Ławica ta ułożona w azymucie 27°, zapada pod kątem 45° na wschód. W jej dolnej części nie stwierdzono obecności wewnętrznych struktur sedimentacyjnych, natomiast w górnej, widoczna jest pozioma laminacja materiału piaszczystego.

Interpretacja. Następstwo struktur sedimentacyjnych występujących w warstwach piaskowcowych, ich ostra granica spagowa oraz stopniowe przejście do frakcji mułowej w stropie, świadczą o tubridytowym charakterze sedimentacji badanych osadów. Pod względem wykształcenia facjalnego oraz uławicenia, utwory te reprezentują taką samą asocjację facjalną jaką występuje w profilu Kamecznicy Podmachocickiej. Należą one również do sekwencji międzykanałowej. W około 30 metrowym profilu Chabowych Dołów, widoczna jest tendencja do zmniejszania się ilości oraz grubości warstw piaskowcowych ku górze profilu. Orientacja struktur prądowych oraz kierunek wyklinowywania się i zmniejszania grubości warstw piaskowcowych wskazują, że materiał terygeniczny był transportowany z południowego zachodu na północny wschód. Pochodził on ogólnie z rejonu Góry Dąbrówki, gdzie trwała w tym czasie sedimentacja osadów kanałowych. Na obszar Chabowych Dołów docierały osady o drobnoziarnistej frakcji, wyrzucane z dużą częstotliwością poza wały kanałowe.

Sporadycznie miała miejsce sedimentacja słabo związanych grubych warstw piaskowcowych, wak kwarcowych z litoklastami piaskowców kwarcytowych, fauną ramienionogów i trylobitów. Warstwy te reprezentują jednostkowe akty depozycyjne osadów chaotycznie wykształconych, o charakterze spływów kohezyjnych. Pod względem litologii i struktur sedimentacyjnych, piaskowce te odróżniają się zdecydowanie od skał leżących poniżej i powyżej. Były one deponowane ze spływów o wyższej koncentracji materiału piaszczysto-mułowego aniżeli prądy osadzające cienkoławicowe warstwy piaskowcowe występujące w omawianym profilu. Tworzący je materiał terygeniczny pochodził z innej strefy zbiornika niż osady budujące pozostałą sekwencję badanego profilu. Szarobrunatna barwa piaskowców związana z utlenionymi związkami żelaza oraz obecność w nich fauny ramienionogów i trylobitów wskazują, że osady te były pierwotnie akumulowane na obszarze płytkiego szelfu. Przetransportowane w dystalne obrzeża szelfu, zostały uruchomione i przemieszczone w głębokowodne partie zbiornika. Obecność w profilu Chabowych Dołów grubej warstwy piaskowców o chaotycznym wykształceniu, wskazuje na dużą objętość transportowanych w kanale osadów, z których część została przelana poza obrzeżające go wały.

Sedimentacja niskogęstościowych turbidytów z obszaru międzykanałowego była incydentalnie zakłócana depozycją katastroficzną w postaci ponad 2 metrowej grubości ławic piaskowcowych. Zostały one utworzone z materiału piaszczystego o dużej gęstości i objętości, który został gwałtownie wyrzucony poza obszar wału kanałowego. Grube ławice piaskowcowe występujące wśród cienkoławicowych turbidytów z obszarów międzykanałowych, należą do często spotykanych w kopalnych sekwencjach osadów wokółkanałowych, gdzie określane są jako glify krewasowe.

Skały odsłonięte w rejonie Chabowych Dołów reprezentują osady międzykanałowe związane genetycznie z gruboławicowymi piaskowcami sekwencji kanałowej i wokółkanałowej. Utwory te, charakterystyczne dla sedimentacji na obszarze głębokomorskiego stożka, złożone z różnych odmian facjalnych osadów wzajemnie się przenikających, tworzą łącznie formację piaskowców z Wiśniówki. Odsłonięta w Chabowych Dołach sekwencja międzykanałowa, w wyższej części profilu kambru przechodzi w fację ilowcowo-mułowcową reprezentującą sedimentację basenową.

W profilu kambru z obszaru pasma głównego nie stwierdzono gruboławicowych piaskowców lobów depozycyjnych, które powinny być ułożone między sekwencją kanałową a basenową. Na obszarze tym, osady facji kanałowych i wokółkanałowych przechodzą bezpośrednio w fację basenową. Utwory tworzące formację piaskowców z Wiśniówki, pozbawione sekwencji lobów depozycyjnych, stanowią szczególnie przypadek sedimentacji na obszarze głębokomorskich stożków.

Przejście osadów facji kanałowych w basenowe, bez obecności lobów depozycyjnych, rozpoznane zostało w wielu kopalnych sekwencjach deponowanych na obszarze podmorskich stożków. Głębokomorskie stożki z bardzo obfitą sedimentacją piaskowcową, pozbawione są lobów depozycyjnych. Osady piaskowcowe takich stożków przechodzą bezpośrednio w utwory ilowcowo-mułowcowe sedimentacji basenowej. Taki rodzaj depozycji związany jest z obszarami położonymi w aktywnych strefach

tektonicznych, gdzie ma miejsce szybkie podnoszenie obrzeża basenów. Rozwinięte na nich podmorskie stożki, pokryte są siecią splecionych kanałów rozpraszających piaszczyste osady, który zostaje stosunkowo szybko wyhamowany. Podmorskie stożki bogate w materiał piaszczysty mają tendencję do tworzenia kształtu radialnego a nie łobowego. Materiał piaszczysty dostarczany jest do nich z sąsiedniego obszaru szelfowego bogatego w piasek, a następnie przemieszczany jest do basenu podmorskim kanionem. Bogaty w piasek szelf mógł być utworzony przez wcześniejszy system deltowy.

Utwory silikoklastyczne kambru formacji piaskowców z Wiśniówki są typowym przykładem szybkiej sedimentacji bardzo bogatych w materiał piaszczysty osadów, deponowanych na obszarze głębokomorskiego stożka.

Uwagi o litostratygrafii. Osady górnego kambru występujące w rejonie Chabowych Dołów wyróżniane były wcześniej w postaci zindywidualizowanej jednostki litostratygraficznej. Według Tomczykowej (1968), były to warstwy machocickie leżące pomiędzy piaskowcami kwarcytowymi warstw świętokrzyskich a osadami iłowcowymi warstw łysogórskich. W schemacie litostratygraficznym kambru autorstwa Orłowskiego (1975), omawiane utwory wyróżnione zostały jako formacja łupków z Klonówki, leżąca powyżej gruboławicowych kwarcytów formacji piaskowców z Wiśniówki. Z przeprowadzonych badań sedimentologicznych wynika, że warstwy machocickie i formacja łupków z Klonówki reprezentują sekwencję międzykanałową formacji piaskowców z Wiśniówki, natomiast leżące wyżej w profilu warstwy łysogórskie — odpowiadają sekwencji basenowej.

Charakter sedimentacji osadów formacji piaskowców z Wiśniówki wskazuje na diachroniom górnej granicy tej jednostki. Na obszarze zachodniego i wschodniego zasięgu formacji, utwory te przechodzą obocznie w fację iłowcowo-mułowcową warstw łysogórskich. W zachodniej i wschodniej części regionu łysogórskiego występuje najprawdopodobniej ciągłość sedimentacji w obrębie facji osadów basenowych wykształconych w postaci formacji łupków z Gór Pieprzowych i warstw łysogórskich.

Przełom Lubrzanki. Utwory kambru odsłonięte w przełomie Lubrzanki złożone są ze zróżnicowanych litologicznie skał należących do formacji piaskowców z Wiśniówki. Na całej długości przełomu, tylko w kilku jego odcinkach widoczne są gruboławicowe serie piaskowcowe o niewielkiej miąższości. W pozostałej jego części, odsłaniają się cienkoławicowe piaskowce i mułowce, miejscami z udziałem grubszych ławic piaskowcowych, wykształcone generalnie w postaci facji podobnych do występujących w Kamecznicy Podmachocickiej i w rejonie Chabowych Dołów. Utwory te reprezentują sekwencje facjalne charakterystyczne dla stref z sedimentacją międzykanałową, lokalnie prawdopodobnie związanych także z bliskim obrzeżeniem kanałów. Po obu stronach przełomu Lubrzanki, w rejonie Góry Radostowej na wschodzie oraz Góry Klonówki i Góry Dąbrówki na zachodzie, występują gruboławicowe kompleksy piaskowcowe reprezentujące facje osadów kanałowych. Przełom Lubrzanki powstał w strefie zazębienia się cienkoławicowych osadów piaskowcowo-mułowcowych i mułowcowo-piaskowcowych, deponowanych na obrzeżach obu stref kanałowych.

Według dotychczas obowiązującego poglądu, przełom Lubrzanki został utworzony dzięki obecności w tym rejonie dużej dyslokacji poprzecznej — uskoku Lubrzanki. W świetle przedstawionych powyżej wyników badań sedimentologicznych wynika, że powstanie przełomu było uwarunkowane głównie wykształceniem litologicznym skał w tej części pasma głównego. Został on wypreparowany w wyjątkowo grubym kompleksie cienkoławicowych piaskowców i mułowców czyli skał o znacznie mniejszej odporności na wietrzenie i erozję od otaczających je kompleksów zbudowanych z gruboławicowych piaskowców kwarcytowych.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 25 października 2006 r.

Maria NOWAK: Zbiory geologiczne Zbigniewa Rubinowskiego z lat 1955–1996 opracowane i przekazane do Muzeum Geologicznego i Archiwum w Oddziale Świętokrzyskim PIG w Kielcach

W referacie przedstawiono wyniki realizacji tematu, którego celem było zabezpieczenie przed dalszym rozproszaniem dużej kolekcji okazów geologicznych, często o unikatowej wartości naukowej, historycznej i dydaktycznej oraz materiałów rękopiśmiennych, archiwalnych i publikowanych, a także bogatego księgozbioru, który zgromadził doc. dr inż. Zbigniew Rubinowski przez 40 lat pracy w Oddziale Świętokrzyskim PIG.

Doc. dr inż. Zbigniew Rubinowski (1929–1997) był wybitnym specjalistą w dziedzinie geologii złożowej, geologii środowiskowej i ochrony przyrody Gór Świętokrzyskich. Pracował w Oddziale Świętokrzyskim PIG w latach 1957–1997, pozostawiając ogromny dorobek twórczy w postaci około 250 publikowanych rozpraw, artykułów i komunikatów naukowych (w tym wiele map i atlasów regionalnych) oraz blisko 150 archiwalnych opracowań, głównie geologiczno-złożowych i geologiczno-sozologicznych. Był inicjatorem powołania i projektantem rezerwatów przyrody nieożywionej, parków krajobrazowych i obszarów chronionego krajobrazu w regionie świętokrzyskim. Działał jako ekspert w ciałach doradczych i opiniotwórczych administracji państwowej oraz brał czynny udział w pracach wielu rad, komisji, komitetów i towarzystw naukowych. Podczas 40-letniej działalności w regionie świętokrzyskim, a także w trakcie licznych zagranicznych wypraw badawczych i alpinistycznych (m. in. Antarktyda, Hi-

malaje, Andy, Hindukusz), Z. Rubinowski zgromadził obszerne zbiory okazów geologicznych, których nie zdążył opracować wskutek tragicznej śmierci w lutym 1997.

W Muzeum Geologicznym przy Oddziale Świętokrzyskim znajdują się następujące kolekcje minerałów i skał, opracowane przez Z. Rubinowskiego:

1. Skały wulkaniczne Gór Tokajskich, Węgry (trzeciorzęd-perm) — 10 okazów;
2. Sztokwerkowa mineralizacja Pb-Fe w spękaniach dolomitów środkowodewońskich – złoża Wzdół Kamieniec — 10 okazów;
3. Skały złożowe ze strefy złoża siarczków Cu, Zn, Pb, Fe Miedziana Góra-Ławeczno (dewon) — 16 okazów;
4. Osadowe złoża rudy żelaza w Brzezinach koło Morawicy (formacja kaledońska złóż wulkanogeniczno-osadowych) — 10 okazów.

Z. Rubinowski przekazał do Muzeum Oddziału również bogaty zbiór pojedynczych okazów skał i minerałów z Gór Świętokrzyskich, które stanowią część stałej ekspozycji muzealnej.

W trakcie realizacji tematu, odnaleziono, uporządkowano i skatalogowano zbiór liczący około 1000 różnych próbek skał i minerałów. Następnie wytypowano około 400 okazów reprezentujących ustaloną przez prelegentkę tematykę kolekcji, z których wybrano 228 okazów do zestawienia ośmiu *Muzealnych kolekcji skał i minerałów Z. Rubinowskiego*. Do każdej kolekcji dołączono szczegółowy wykaz z dodatkowymi uwagami, które dotyczą m. in.: historii gromadzenia okazów i najważniejszych publikacji Z. Rubinowskiego, związanych z tematyką kolekcji. Prelegentka zestawiała i opracowała następujące kolekcje, które znajdują się w Muzeum Geologicznym w Oddziale Świętokrzyskim PIG:

1. Mineralizacja dickitowa w Górach Świętokrzyskich (12 okazów);
2. Lamprofiry okolic Daleszyc i związane z nimi przejawy mineralizacji (21 okazów);
3. Mineralizacja barytowa w Górach Świętokrzyskich (23 okazy);
4. Skały dokumentujące badania geologiczno-złożowe IV Wyprawy Antarktycznej PAN na Wyspie Króla Jerzego (archipelag Południowych Sztetlandów, Antarktyka Zachodnia) (80 okazów);
5. Skały z Pamiru (Grzbiet Zaałajski) — okazy przywiezione z wyprawy Polskiego Klubu Górskiego w 1970 r. (14 okazów);
6. Skały z Himalajów, okazy przywiezione z I Polskiej Wyprawy w Himalaje Nepalu w 1974 r. — (8 okazów);
7. Skały z Afganistanu (Hindukusz), okazy przywiezione z wypraw Klubu Wysokogórskiego w 1960 r. i 1976 r. — (56 okazów);
8. Złoża rud cynku i ołowiu, żelaza oraz cyny w Górach Kruszcowych (Erzgebirge, Niemcy) — (14 okazów).

Archiwalną kolekcję skał i minerałów Z. Rubinowskiego utworzono z 600 próbek i okazów, których z różnych względów nie włączono do kolekcji muzealnych (przechowywana jest w Archiwum Rdzeni Wiertniczych Oddziału Świętokrzyskiego PIG). Dokumentuje ona przede wszystkim mineralizację kruszczową (Cu, Zn, Pb, Fe) w regionie świętokrzyskim i niecce nidziańskiej. Próbkę pochodzą z rdzeni 60 otworów wiertniczych oraz z szybków, kamieniołomów i odsłoneń naturalnych, a także z historycznych obszarów górniczych (głównie z rejonu: Miedzianki, Kadzielnia, Karczówki, Ołowianki, Chęciny, Gałęzic, Miedzianej Góry, Górek Szczukowskich, Wzdółu Kamieńca, Nieczulic, Brzezin i Łagowa). W kolekcji archiwalnej Z. Rubinowskiego znalazł się również duży zbiór szlifów cienkich i polerowanych, dokumentujących najciekawsze formy mineralizacji, których spis i opis znajduje się w *Archiwum materiałów różnych Z. Rubinowskiego*.

Duży zbiór próbek, uporządkowany i zabezpieczony w *Archiwalnej kolekcji skał i minerałów Z. Rubinowskiego* może posłużyć do opracowania następnych kolekcji muzealnych. Prelegentka proponuje wstępnie kilka tematów przyszłych kolekcji:

1. Przejawy mineralizacji w starszym paleozoiku Gór Świętokrzyskich;
2. Impregnacyjna mineralizacja ołowiowa w Górkach Szczukowskich;
3. Złoża miedzi w Miedziance koło Kielc;
4. Przejawy mineralizacji w profilach głębokich wierceń z obszaru niecki nidziańskiej;
5. Przykłady pokładowo-impregnacyjnego okruszczowania w węglanowych utworach permu i triasu (Góry Świętokrzyskie, Niecka Nidziańska).

Po zapoznaniu się z całością zgromadzonych materiałów rękopiśmiennych, archiwalnych i publikowanych, które Z. Rubinowski zbierał bardzo systematycznie od czasów studenckich do 1997 r. stwierdzono, że dokumentują one nie tylko działalność i dorobek naukowy 40-letniej pracy zawodowej Z. Rubinowskiego w Oddziale Świętokrzyskim PIG, ale również jego wieloletnią, bardzo ważną działalność społeczną. Zdecydowano, że należy je przechować w Archiwum Map i Dokumentacji Geologicznych w Oddziale Świętokrzyskim PIG jako *Archiwum materiałów różnych Z. Rubinowskiego*. Materiały pogrupowano tematycznie i umieszczono w opisanych teczkach, do których dołączono spisy ich zawartości. Wydzielone grupy tematyczne to m. in: Metalogeneza Gór Świętokrzyskich, Miedziana Góra, Kadzielnia, Magmatyzm, Synklina piekoszowska, Górki Szczukowskie, Kalcyty-marmury, Jaskinia Raj i inne jaskinie Gór Świętokrzyskich, King George, Atlas geologiczno-surowcowy Gór Świętokrzyskich, Lubrzanka, Zbiornik „Wióry”, Ochrona przyrody i środowiska.

W osobnych teczkach umieszczono: Streszczenia z posiedzeń naukowych IG i PIG (1961–1996), Opracowania tekstowe dotyczące ochrony środowiska (1970–1991), Dokumentacje, ekspertyzy i orzeczenia hydrogeologiczne (1956–1963), Publikacje własne (1955–1989), Recenzje, opinie, notatki weryfikacyjne (1968–1995), Artykuły, sprawozdania, referaty, koreferaty (1965–1994), Materiały rękopiśmienne (m. in. 10 notatników terenowych, obserwacje mikroskopowe i makroskopowe z lat 1955–1966 i 1961–1993, 6 książek inwentarzowych szlifów, 6 tomów wypisów z literatury z lat 1955–1996). Działalność

W podsumowaniu należy podkreślić, że *Kolekcje muzealne Z. Rubinowskiego* wraz z *Archiwalną kolekcją skał i minerałów Z. Rubinowskiego* stanowią bardzo cenny materiał dokumentacyjny i edukacyjny dla zainteresowanych geologią regionu świętokrzyskiego, a w szczególności historią górnictwa kruszcowego, badaniami złóż rud metali i surowców skalnych oraz badaniami mineralogiczno-petrograficznymi. Mogą być wykorzystane również przy pisaniu prac licencjackich i magisterskich przez studentów geologii. Uporządkowane i skatalogowane *Archiwum materiałów różnych Z. Rubinowskiego* stanowi bardzo bogate i ważne źródło informacji o działalności i dorobku naukowym oraz działalności społecznej doc. dr inż. Z. Rubinowskiego (cenny materiał dla przyszłych biografów), a także dokumentuje między innymi rozwój podstawowych badań geologicznych w regionie oraz powstanie regionalnej kartografii geologiczno-sozologicznej. Doc. dr inż. Zbigniew Rubinowski, działając przez 40 lat w Oddziale Świętokrzyskim PIG, przyczynił się do rozwoju i prestiżu tej placówki, czego dowodzą zgromadzone i opracowane materiały.

Posiedzenie odbyło się w dniu 8 listopada 2006 r.

Uznanie gruboławicowych piaskowców kambru za powstałe w środowisku płytkomorskim, nie zostało przez dotychczasowych badaczy poparte porównawczą analizą sedimentologiczną z podobnymi kopalnymi i współczesnymi facjami. Na obszarach płytkiego szelfu występuje kilka podstawowych środowisk sedimentacji, w których tworzą się osady gruboławicowych piaskow-

ców. W każdym z nich, serie piaskowcowe charakteryzują się zespołem struktur sedymentacyjnych nie spotykanych w innych płytkomorskich facjach. Do środowisk tych można zaliczyć obszar przybrzeża z wysokoenergetyczną sedymentacją sztormową, ze strefą plażową włącznie, strefę objętą normalną podstawą fałowania, oraz sięgającą do obszaru dalszego przybrzeża, położonego poniżej sztormowej podstawy fałowania. Gruboławicowe piaskowce tworzą także charakterystyczne litosomy w obrębie facji pływowych i deltowych.

Porównanie z osadami plażowymi. Osady silikoklastyczne powstające w strefie zmywu charakteryzują się płaską laminacją, są wzbogacone w laminy minerałów ciężkich, często zawierają warstwy żwirów z płaskimi otoczkami. Pomiędzy strefą zmywu i przyboju, w seriach piaskowcowych występują duże riplemarki równoległe do linii brzegowej ze strukturami wewnętrznymi zdominowanymi przez przekątne warstwowanie w dużej skali. W strefie przyboju, wewnętrzne struktury sedymentacyjne reprezentowane są przez płaską laminację i warstwowanie przekątne w dużej skali.

Piaskowce gruboławicowe formacji z Wiśniówki nie posiadają wewnętrznych struktur sedymentacyjnych występujących w piaskowcach facji plażowych.

Porównanie z osadami sztormowymi. Ławice sztormowe reprezentują osady zdeponowane podczas jednego okresu burzowego, których grubość wynosi przeważnie 20–30 cm, dochodząc maksymalnie do 2 m (Gradziński i in., 1986). Poszczególne ławice piaskowcowe są przedzielone warstwami mułowcowymi. Zarówno w stropie ławic piaskowcowych jak i w warstwach mułowcowych spotykane są często bioturbacje. Osady reprezentujące facje sztormowe opisane zostały w wielu kopalnych profilach a także z różnych obszarów współczesnej sedymentacji sztormowej. Powstają one głównie w strefie leżącej pomiędzy normalną a sztormową podstawą fałowania. W zależności od typu wybrzeża: rewowego lub bezrewowego, ławice piaskowcowe zbudowane są z typowych dla tych środowisk wewnętrznych struktur sedymentacyjnych, a na powierzchni dna, w zależności od głębokości i wysokości fali, tworzą się głównie zmarszczki fałowe asymetryczne i symetryczne. W sekwencjach sztormowych ze stref przybrzeżnych, od laguny po dalsze przybrzeże, obecne są osady stanowiące wypełnienie migrujących kanałów o niewielkiej szerokości i grubości, z przekątnym warstwowaniem wielkoskalowym i typowymi dla tych obszarów skamieniałościami śladowymi. Ogólną cechą osadów sztormowych są duże riplemarki o przekątnym warstwowaniu oraz tempestyty — warstwy o charakterystycznej budowie wewnętrznej.

W rejonie Wiśniówki, litosomy gruboławicowych piaskowców o grubości od 5,5 do 33 m i szerokości 100–300 m, przechodzą obocznie na przestrzeni do kilku metrów lub bezpośrednio w osady heterolitowe, cienko- i średnioławicowe piaskowce z przewarstwieniami ilasto-mułowcowymi i bogatą ichnocenozą. Przy założeniu sztormowej genezy piaskowców gruboławicowych, ich architektura przestrzenna wyklucza taką oboczność facjalną. Nie jest bowiem możliwe, aby bardzo silne sztormy oddziaływały wybiórczo na wąskie, kilkusetmetrowe pasy płytkoszelfowego wybrzeża. Należałoby wówczas założyć, że w tym samym czasie, pomiędzy zdeponowanymi gruboławicowymi piaskowcami, miała miejsce spokojna sedymentacja osadów heterolitowych z bogatą ichnocenozą, cienkoławicowych piaskowców z małymi riplemarkami fałowymi na ich powierzchni, wśród których występują sfałdowane lub zrolowane warstwy osuwiskowe o grubości od kilkunastu centymetrów do 1,5 metra.

W profilach kopalnych, nawet pojedyncze warstwy sztormowe występują na dużych obszarach, gdzie wykorzystywane są jako horyzonty korelacyjne.

Relacje lateralne grubych kompleksów piaskowców formacji z Wiśniówki oraz ich następstwo w sekwencji pionowej, jest niespotykane w środowiskach sedymentacji sztormowej na obszarach wewnętrznych szelfów. Miększe sekwencje kambryjskich piaskowców gruboławicowych nie zawierają żadnych wewnętrznych struktur sedymentacyjnych charakterystycznych dla osadów sztormowych.

Porównanie z osadami obszarów pływowych. Osady facji piaskowcowych z obszarów pływowych, powszechnie reprezentowane w stanie kopalnym oraz na obrzeżach płytkich współczesnych mórz, charakteryzują się obecnością struktur sedymentacyjnych specyficznych tylko dla tych środowisk. W warstwach piaskowcowych występuje warstwowanie przekątne w dużej skali, oraz warstwowanie jodełkowate, o przeciwnych kierunkach upadu lamin. Struktury te tworzone są przez piaskowe prądy przypływu i odpływu. Innymi cechami osadów facji pływowych są rozległe płytkie powierzchnie erozyjne, skupiska muszli oraz struktury bioturbacyjne w osadzie podścielającym. Obecne są też osady kanałowe, charakteryzujące się obecnością warstwowania przekątnego w dużej skali oraz powierzchniami pokrytymi skorupami płytkowodnej fauny.

W piaskowcach gruboławicowych formacji z Wiśniówki nie ma żadnych wewnętrznych struktur sedymentacyjnych obecnych w warstwach piaskowcowych powstałych w środowiskach pływowych.

Porównanie z osadami deltowymi. Osady o genezie deltowej tworzą charakterystyczną sukcesję terygeniczną powstałą na pograniczu środowisk morskich i lądowych, rozpoznaną dobrze w stanie kopalnym i na współczesnych obszarach deltowych. Utwory te cechują się dużym zróżnicowaniem facjalnym oraz zwiększaniem średnicy ziarna ku górze sekwencji, co związane jest z progradacją delty. Większe litosomy piaskowcowe występują na obszarze równi deltowej, gdzie zalegają się z facjami równin aluwialnych, płytkich jezior i wybrzeży z licznymi skamieniałościami słodkowodnymi lub brakicznymi. W strefie tej, serie piaskowcowe związane są przede wszystkim z głównymi korytami rozprowadzającymi i nasypami przyujściowymi, w których ławice piaskowcowe o przeciętnej grubości 0,1–0,5 m, tworzą zestawy warstwowane przekątnie w dużej skali.

Piaskowce gruboławicowe formacji z Wiśniówki pozbawione są struktur sedymentacyjnych występujących w obrębie kopalnych i współczesnych osadów deltowych.

Gruboławicowe piaskowce kambry pozbawione są zupełnie skamieniałości właściwych i skamieniałości śladowych. W utworach tych nie stwierdzono ichnifacji *Scolithos*, charakterystycznej dla strefy wewnętrznego szelfu. W osadach silikoklastycznych zdeponowanych w wysokoenergetycznej strefie płytkiego przybrzeża, obecność zespołów skamieniałości śladowych należących

do tego ichnorodzaju jest powszechna. Stwierdzono je także w płytkomorskich silikoklastycznych osadach kambru z obszaru Polski. Brak ichnofacji *Scolithos* w formacji piaskowców z Wiśniówki wskazuje, że ich depozycja nie odbywała się w przybrzeżnym obszarze kambryjskiego basenu. Nieobecność jakichkolwiek skamieniałości śladowych w miąższych kompleksach piaskowców gruboławicowych świadczy o bardzo szybkim tempie sedymentacji poszczególnych ławic.

Grube ławice piaskowców formacji z Wiśniówki, na obszarze całego pasma głównego nie zawierają wewnętrznych struktur sedymentacyjnych obecnych w osadach silikoklastycznych ze środowisk płytkiego szelfu. Zdecydowane różnice zachodzą także w architekturze litosomów gruboławicowych kompleksów piaskowcowych, w tym ich relacjach facjalnych lateralnych oraz w profilu pionowym.

Piaskowce cienkoławicowe. Według Dżułyńskiego i Żaka (1960) a także Radwańskiego i Roniewicza (1960, 1962), podstawowym wskaźnikiem środowiska sedymentacji piaskowców formacji z Wiśniówki są struktury widoczne na górnej powierzchni cienkoławicowych piaskowców. Dżułyński i Żak określili je jako pręgi linijne a Radwański i Roniewicz jako zmarszczki. Badacze ci wyróżnili pręgi linijne i zmarszczki symetryczne falowe. Obecność tych struktur, powstałych przy udziale falowania, miała wskazywać na płytkomorskie środowisko. Według w/w autorów, jedynie pręgi językowate lub zmarszczki językowate miały powstać przy udziale działalności prądowej. Dżułyński i Żak uważali, że przechodzenie na powierzchni jednej ławicy pręg linijskich w językowate, jest wskaźnikiem płytkowodności środowiska. O falowym pochodzeniu zmarszczek lub pręg, miał wskazywać ich zewnętrzny kształt, przypominający formy wytworzone współcześnie przy udziale falowania w środowisku płytkowodnym.

Zarówno Dżułyński i Żak (1960) jak również Radwański i Roniewicz (1960, 1962), nie rozpatrywali wewnętrznych struktur sedymentacyjnych analizowanych warstw z pręgami czy zmarszczkami, które decydują o falowej lub prądowej genezie ich powstania. Dla warstw utworzonych w wyniku falowania, ich wewnętrzna budowa jest bardzo charakterystyczna i łatwa do odróżnienia od powstałej w efekcie działalności prądowej. Według Gradzińskiego i in., (1986) warstwy te „...charakteryzuje obecność wiązek lamin oddzielonych powierzchniami niezgodności, ciągłe przechodzenie niektórych wiązek z jednego riplemarka do drugiego, obecność szewronowego układu lamin pod grzbietem riplemarka, a także obecność pojedynczych lamin, którymi niekiedy udrapowana bywa powierzchnia riplemarków. Dolna granica warstwy utworzonej przez ciąg riplemarków falowych ma przeważnie postać połączonych, nieregularnych zagłębień lub jest falista...”.

Opisywane przez Dżułyńskiego i Żaka (*op. cit.*) oraz Radwańskiego i Roniewicza (*op. cit.*) warstwy piaskowców cienkoławicowych z riplemarkami falowymi na ich górnej powierzchni, mają budowę wewnętrzną zupełnie odmienną od występującej w warstwach utworzonych w wyniku procesów falowania. Opisane przez w/w badaczy cienkie warstwy ze zmarszczkami lub pręgami na powierzchni, mają budowę wewnętrzną typową dla sedymentacji prądowej. Jest ona taka sama jak struktury wewnątrzławicowe rozpoznane w stanie kopalnym i uzyskane eksperymentalnie, w zależności od zmiennych warunków hydrodynamicznych działających prądów. Według Gradzińskiego i in. (1986), warstwy z riplemarkami prądowymi na powierzchni „...mają wyraźnie asymetryczny profil, przy czym stok zaprądowy jest stromszy i na ogół ma dobrze zaznaczoną górną krawędź. W planie kształt riplemarków prądowych bywa zróżnicowany. Stwierdzono, że w miarę wzrostu prędkości przepływu grzbiety riplemarków stają się coraz krótsze i bardziej wygięte, a wysokość i rozstępy riplemarków w obrębie danego ciągu stają się bardziej zróżnicowane. Riplemarki zbudowane są niemal w całości z lamin przekątnych, które nachylone są w tę samą stronę co stromszy stok...”.

Budowa wewnętrzna cienkoławicowych piaskowców formacji z Wiśniówki jest charakterystyczna dla transportu materiału piaszczystego w warunkach dolnego i górnego reżimu przepływu (por. Gradziński i in., 1986). Większość cienkich ławic, w dolnej części złożona jest z osadu o płaskiej laminacji poziomej — charakterystycznej dla górnego reżimu przepływu, o większej sile prądu, natomiast w ich stropie występuje element o laminacji przekątnej w małej skali, osadzony w warunkach dolnego reżimu przepływu — charakteryzującego się malejącą siłą prądu.

Z przedstawionych powyżej porównań wynika, że sedymentacja formacji piaskowców z Wiśniówki nie odbywała się w środowisku płytkomorskim. Struktury sedymentacyjne występujące w tych utworach, lateralne i pionowe następstwo facji oraz architektura depozycyjna gruboławicowych kompleksów piaskowcowych, odpowiadają cechom diagnostycznym osadów akumulowanych na obszarze środkowej części głębokomorskich stożków (por. Malec, 2003, 2005).

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 15 listopada 2006 r.

Maria NOWAK: Złoże kopalin i możliwości ich zagospodarowania w świetle uwarunkowań sozologicznych na obszarze arkusza Wieleń *Mapy geosrodowiskowej Polski* w skali 1:50 000

Obszar arkusza Wieleń położony jest w województwie wielkopolskim i obejmuje część gmin powiatu czarnkowsko-trzcianieckiego: Wieleń, Krzyż Wielkopolski, Drawsko i Trzcianka. Należy on do trzech mezoregionów fizyczno-geograficznych: Kotlina

Gorzowska, Równina Drawska i Pojezierze Wałeckie, a pod względem geologiczno-strukturalnym obszar znajduje się w obrębie niecki szczecińsko-mogileńskiej. Teren arkusza jest słabo uprzemysłowiony z dominacją gospodarki rolnej i leśnej.

Ukształtowanie powierzchni terenu wykazuje cechy typowego krajobrazu młodoglacjalnego (złodowacenie północnopolskie). Dominującym elementem jest tu dolina rzeki Noteć, która ma szerokość od 2 km (w rejonie Wielenia) do 10 km (w okolicach Krzyża Wielkopolskiego). Dwa tarasy zalewowe budują holocenyjskie piaski z wkładkami żwirów i namulów piaszczystych oraz torfy. Wyżej występują piaszczysto-żwirowe plejstocenyjskie tarasy akumulacyjne nadzalewowe i pradolinne, poprzecinane niewielkimi rzekami (Człopica, Bukówka, Dzierżążna). W południowej części terenu oraz w rejonie Lubcza Wielkiego występują wydmy i równiny piasków przewianych. W północnej części obszaru niewielkie powierzchnie zajmuje piaszczysto-żwirowa równina sandrowa oraz falista wysoczyzna morenowa.

Czwartorzędowe osady, które pokrywają cały obszar arkusza, mają miąższość od około 7,0 m (okolice Wielenia) do 106 m (rejon Huty Szklanej). Czwartorzęd reprezentują osady złodowaceń południowopolskich, środkowopolskich oraz północnopolskich, interglacjalów lubelskiego i eemskiego oraz holocenyjskie. Podłoże czwartorzędowe budują osady mioceńskie wykształcone jako piaski drobnopiękiste i mułki, rzadziej iły oraz warstwy węgla brunatnego o miąższości do 10 m. Miąższość kompleksu mioceńskiego waha się od 77,2 m (okolice Drawska) do 110,6 m (rejon Wielenia).

Na obszarze objętym arkuszem Wieleni, kryteria kopalin użytecznych spełniają plejstocenyjskie piaski i piaski ze żwirami oraz holocenyjskie torfy. Udokumentowano tu 9 złóż kruszywa naturalnego, z których pięć jest niezagospodarowanych, a w czterech eksploatacja kopalin została zaniechana.

Złoże „Lubcz Mały” składa się z dwóch pól oddalonych od siebie o ponad 2 km (łączna powierzchnia 128,8 ha, zasoby w kat. C₁ 13 075 tys. ton). Serię złożową tworzą warstwy piasków (miąższość 0,5–8,1 m) i pospółek (miąższość 1,5–11,5 m). W nadkładzie złoża, o grubości do 1,7 m, występują: gleba, piaski drobnopiękiste zaglinione lub zapyłone, torf oraz sporadycznie namuły. Kruszywo piascokowe (punkt piascokowy 96%, zawartość pyłów mineralnych 1,6–2,2%, gęstość nasypowa w stanie zagęszczonym 1,5–1,7 T/m³) może być wykorzystane do zapraw i wypraw budowlanych, a kruszywo piascokowo-żwirowe (punkt piascokowy 53,4–56,0%, zawartość pyłów mineralnych 1,2–1,7%, gęstość nasypowa w stanie zagęszczonym 1,73–1,96 T/m³) do produkcji betonu zwykłego oraz w drogownictwie jako mieszanki żwirowo-piascokowe i piascokowo-żwirowe. Złoże jest niezagospodarowane. W obrębie pola I złoża „Lubcz Mały” udokumentowano w kat. C₁ złożo „Lubcz Mały KJ” o powierzchni 16,7 ha (miąższość piasków 0,9–7,7 m, a pospółki 4,3–12,4 m, grubość nadkładu 0,8–3,0 m), które było eksploatowane w latach 1995–2001. Terenów pogórnich nie zrehabilitowano (pozostało wyrobisko o powierzchni 15 ha wypełnione wodą).

W złożu „Wieleni Północny” o powierzchni 1,7 ha (zarejestrowane zasoby 105,5 tys. ton, grubość nadkładu 0,3 m) kopalnie stanowią wodnolodowcowe piaski różnopiękiste z nieregularnymi wystąpieniami frakcji żwirowej (miąższość 3,5–7,0 m, punkt piascokowy 83,0–97,6%). Po eksploatacji, w latach 1985–1999, pozostało niezrehabilitowane wyrobisko stokowo-wgłębne o powierzchni 0,7 ha i wysokości ścian 4–7 m. W odległości około 200 m na wschód od wyrobiska znajduje się gminne składowisko odpadów komunalnych o powierzchni 1,6 ha (czynne od 1998 r.).

W granicach miasta Wieleni zlokalizowane jest złożo piasków kwarcowych „Wieleni” (powierzchnia 9,4 ha, miąższość 2,6–5,7 m, grubość nadkładu 0,2–0,8 m, zasoby w kat. C₁ 258 tys. m³). Piaski charakteryzują się zawartością krzemionki 80,3–92,8% i punktem piascokowym średnio 97,7%. Jakość i przydatność kopaliny do produkcji cegły wapienno-piascokowej klasy 75, określono na podstawie badań laboratoryjnych i próby przemysłowej. W latach 1973–1997 eksploatowano piaski dla potrzeb pobliskiej cegielni. Wyrobisko zrehabilitowano (w części utworzono wodny zbiornik retencyjno-przeciwpożarowy), a niezalesioną część powierzchni złoża zagospodarowano dla celów rekreacyjno-sportowych.

Piaski budowlane udokumentowane w złożu „Drawski Młyn II” (powierzchnia 1,3 ha, zarejestrowane zasoby 131 tys. ton, miąższość 3,1–4,0 m, grubość nadkładu 0,1–0,4 m) mają punkt piascokowy 82,5–98,4% i zawierają 1,6–3,2 % pyłów mineralnych.

W południowo-wschodniej części obszaru arkusza znajdują się 3 złoża kruszywa naturalnego o nazwie „Drawsko”. W złożu „Drawsko” nr 7 (zasoby w kat. C₂ 554 tys. ton, powierzchnia 8,2 ha) udokumentowano warstwę piasków o miąższości 3,2–6,5 m. Nadkład złoża, grubości 0,3–2,4 m, tworzy gleba oraz piaski zaglinione i zapyłone. Kruszywo piascokowe (punkt piascokowy 82,5–99,6% i zawartość pyłów mineralnych 1,2–3,8%) może znaleźć zastosowanie w budownictwie (do zapraw budowlanych i do produkcji betonów), a także w drogownictwie. W obrębie złoża „Drawsko” nr 8 (powierzchnia 29,6 ha, zasoby w kat. C₂ 1550 tys. m³) występuje pokład piasków kwarcowych (średnia miąższość 5,4 m), których parametry jakościowe (punkt piascokowy 85,6%, zawartość krzemionki 85,6%) kwalifikują je jako surowiec do produkcji betonów komórkowych.

Niewielkie złożo pospółki „Drawsko” (nr 9) udokumentowano w formie karty rejestracyjnej (zasoby 4,6 tys. ton, powierzchnia 0,15 ha, średnia miąższość 2,85 m, średnia grubość nadkładu 0,3 m, średni punkt piascokowy 63,8%). Kopalina była wykorzystywana w lokalnym budownictwie i drogownictwie. W obrębie niewielkiego złoża pospółki „Drawsko” (powierzchnia 0,15 ha) w latach 1983–1993 wydobywano kopalnię na potrzeby lokalne (wyeksploatowano 80% zasobów złoża). Zrehabilitowany teren złoża jest użytkowany rolniczo.

Z punktu widzenia ochrony środowiska złoża „Wizany”, „Drawski Młyn II” i „Drawsko” są mało konfliktowe, a pozostałe uznano za konfliktowe, ze względu na ochronę wód podziemnych, gleb i lasów oraz konflikt zagospodarowania terenu.

Na terenie arkusza Wieleni, potencjalne perspektywy złożowe kruszywa naturalnego istnieją na obszarach występowania piaszczysto-żwirowych osadów sandrowych. Osady te pokryte są, prawie w całości, zwartym kompleksem leśnym i leżą w obrębie Obszaru Chronionego Krajobrazu „Puszcza nad Drawą”. Obszar perspektywiczny dla złóż kruszywa naturalnego wyznaczono w rejonie Drawskiego Młyna (miąższość pospółki średnio 4,5 m), oraz w okolicach Wrzeszczyny i Wielenia (miąższość piasków

2,3–9,8 m). Na mapie zaznaczono również obszary o negatywnych wynikach prac geologiczno-poszukiwawczych złóż kruszywa naturalnego (okolice Marianowa, Wrzeszczyny, Drawska, Dzierżążna Wielkiego) i surowców ilastych (Drawsko).

Torfowiska są ekosystemami spełniającymi ważną rolę biocenotyczną, hydrologiczną, krajobrazową i rolniczą. W 1996 r. wykonano ocenę krajowych zasobów torfów z uwzględnieniem wymogów związanych z ochroną i kształtowaniem środowiska. Na omawianym obszarze zaznaczono kilkanaście większych i mniejszych wystąpień złożowych torfów (głównie na podstawie dokumentacji geobotanicznych z lat 50–60 XX wieku), ale w potencjalnej bazie zasobowej znalazły się tylko cztery obszary torfowiskowe, w których występują niskie torfy turzycowe, mszysto-turzycowe oraz drzewno-trzcinowe, średniej miąższości 1,5–3,5 m (okolice Huty Szklanej, Dzierżążna Wielkiego i Wrzeszczyny). Na mapie zaznaczono je tylko jako obszary perspektywiczne, ponieważ prognozy udokumentowania złóż torfów ograniczają ważne względy ochrony gleb pochodzenia organicznego i ochrony wód podziemnych. Niewielki obszar perspektywiczny dla torfów znajduje się w dolinie Człopicy (okolice Kuźnicy Żelichowskiej), gdzie w trakcie zwiadu geologicznego w poszukiwaniu złóż kredy jeziornej, stwierdzono występowanie torfów miąższości 2,5–5,6 m.

Niezwykle ważnym zagadnieniem w gospodarce gmin jest ochrona i właściwe wykorzystanie wód podziemnych. Wody podziemne o znaczeniu gospodarczym związane są z czwartorzędowym GZWP nr 138 i trzeciorzędowym GZWP nr 127. W ich obrębie zlokalizowane są najbardziej wydajne ujęcia w Wieleniu, Drawsku i Herbutowie. Wody podziemne ze względu na brak izolującego nadkładu są w znacznym stopniu narażone na zanieczyszczenie. Realne zagrożenie dla jakości wód podziemnych stwarza ponadnormatywne zanieczyszczenie wód Noteci. W ostatnich latach nastąpiła poprawa gospodarki odpadami komunalnymi. Czynne są tu dwa składowiska, gromadzące odpady z terenu gminy Wielen, Drawsko i Krzyż Wielkopolski. Pilnym zadaniem dla lokalnych samorządów jest uporządkowanie gospodarki wodno-ściekowej.

W obrębie arkusza Wielen warunki niekorzystne dla budownictwa (holoceńskie grunty organiczne i niespoiste) występują głównie w dolinach Noteci, Człopicy i Bukówki. W dolinach rzecznych chronione są gleby pochodzenia organicznego, które tworzą bardzo dobre i dobre kompleksy użytków zielonych.

Obszary leśne to głównie bory sosnowe, które na omawianym terenie zajmują około 65% powierzchni, poza istotnymi funkcjami gospodarczymi, spełniają również ważne funkcje gleboochronne, wodoochronne i retencyjne, a także turystyczno-wypoczynkowe. Charakterystycznym elementem szaty roślinnej tego obszaru są również zbiorowiska wodne, łąkowe i torfowiskowe, często z chronionymi i rzadkimi gatunkami roślin.

Znaczna część omawianego obszaru posiada status terenów prawnie chronionych (Obszary Chronionego Krajobrazu: Puszcza nad Drawą, Dolina Noteci i Puszcza Notecka). Najwartościowsze obiekty przyrody żywej i nieożywionej są objęte ochroną konserwatorską w formie 27 pomników i użytku ekologicznego. Wysokie wartości przyrody i krajobrazu zostały również docenione w realizowanych w Polsce programach ECONET-Polska i Natura 2000, dotyczących inwentaryzacji, waloryzacji i ochrony środowiska przyrodniczego w nawiązaniu do standardów europejskich.

W dyskusji brali udział: J. Gągoł, A. Juszczyk, M. Kuleta, A. Romanek i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 22 listopada 2006 r.

Maria NOWAK: Zasoby przyrody i krajobrazu na obszarze arkusza Szamocin *Mapy geośrodowiskowej Polski w skali 1:50 000*

Obszar w granicach arkusza Szamocin znajduje się w obrębie antyklinorium kujawsko-pomorskiego i obejmuje fragmenty trzech mezoregionów fizyczno-geograficznych: Pojezierze Krajeńskie, Dolina Środkowej Noteci i Pojezierze Chodzieskie. Administracyjnie obszar położony jest w województwie wielkopolskim i obejmuje fragmenty gmin: Wysoka, Wyrzysk, Miasteczko Krajeńskie, Białośliwie, Chodzież, Szamocin, Margonin i Gołańcz. Rejon objęty arkuszem jest słabo zurbanizowany i uprzemysłowiony, z dominacją gospodarki rolnej i leśnej. Korzystne warunki naturalne i dobra struktura agrarna sprzyjają rozwojowi rolnictwa, sadownictwa i hodowli bydła.

Rzeźba terenu wykazuje cechy typowego krajobrazu młodoglacjalnego (złodowacenie północnopolskie). Występują tu formy pochodzenia lodowcowego i wodnolodowcowego (wysoczyzny i wzgórza morenowe, rynny, kemy, zagłębienia wytopiskowe, jeziora) oraz formy pochodzenia rzecznego (dna dolin i tarasy rzeczne).

Główną rzeką obszaru jest Noteć, której dolina ma szerokość 5,5–7,5 km i jest silnie przeobrażona przez sieć rowów melioracyjnych i kanałów. Ważnym elementem hydrograficznym, głównie w południowej części obszaru, są jeziora rynnowe (Laskowskie Duże, Laskowskie Małe, Siekiera, Nieżychofskie).

Wody podziemne o znaczeniu gospodarczym związane są z czwartorzędowymi i miocenijskimi osadami piaszczystymi i piaszczysto-żwirowymi. Znaczny obszar arkusza zajmuje obszar najwyższej ochrony czwartorzędowego GZWP nr 138, Pradolina Toruń-Eberswaldzka (Noteć). W obręb arkusza wchodzi także niewielkie fragmenty obszarów wysokiej ochrony GZWP nr 133

Zbiornik międzymorenowy Młotkowo i nr 139 Dolina Kopalna Smogulec-Margonin. Niezwykle ważnym zagadnieniem w gospodarce gmin jest ochrona i właściwe wykorzystanie wód podziemnych oraz dążenie do zmniejszenia zanieczyszczenia wód w rzekach i jeziorach.

Obszary leśne, głównie lasy mieszane, bory sosnowe i lasy łęgowe, które na omawianym terenie zajmują około 25% powierzchni, poza istotnymi funkcjami gospodarczymi, spełniają również ważne funkcje gleboochronne, wodoochronne i retencyjne, a także turystyczno-wypoczynkowe. Charakterystycznym elementem szaty roślinnej tego obszaru są również zbiorowiska wodne, łąkowe i torfowiskowe, często z chronionymi i rzadkimi gatunkami roślin. Ochroną objęte są gleby pochodzenia organicznego: torfowe, murszowe, mułowo-torfowe oraz mady. Tworzą one bardzo dobre i dobre kompleksy użytków zielonych w dolinie Noteci i obniżeniach terenu. Na obszarach wysoczyznowych, dla użytkowania rolniczego chronione są brunatne gleby kompleksu żyniego bardzo dobrego i dobrego.

W obrębie arkusza Szamocin warunki niekorzystne dla budownictwa (holoceńskie grunty organiczne i niespoiste w stanie luźnym) występują głównie w dolinach Noteci, Margoninki, Białośliwki, Łobżonki i Kanału Okalinieckiego oraz licznych, krótkich strumieni bez nazwy, a także w pobliżu jezior i w bezodpływowych zagłębieniach terenu. Zdecydowanie niekorzystne warunki geologiczno-inżynierskie występują na stromych zboczach wzgórz zbudowanych z plejstocentrycznych glin zwałowych i piasków ze żwirami (często zawodnionych) oraz ilów plioceńskich (glacitektonicznie spiętrzone moreny czołowe), rozciągających się wzdłuż północnej krawędzi pradoliny Noteci. W rejonie Miasteczko Krajeńskie-Wolsko i w okolicach Krostkowa spadki terenu przekraczają 12%, co grozi wystąpieniem ruchów masowych.

Obszar posiada walory przyrodniczo-krajobrazowe i kulturowe, znaczące nie tylko w skali regionalnej i krajowej, ale również europejskiej. Obszar Chronionego Krajobrazu Dolina Noteci, utworzony w 1989 r., obejmuje dolinę Noteci i Margoninki, a także zalesione wzgórza morenowe na północnej krawędzi pradoliny. Pradolina Noteci, jeden z najważniejszych w Europie szlaków wędrówek ptaków, która w systemie ECONET-Polska ma rangę międzynarodowego korytarza ekologicznego, chroniona jest również w obrębie obszarów specjalnej ochrony ptaków i siedlisk Europejskiej Sieci Ekologicznej Natura 2000. Do rejestru Wojewódzkiego Konserwatora Przyrody wpisano 14 pomników przyrody żywej i dwa przyrody nieożywionej. Są to pojedyncze drzewa, grupy i aleje drzew oraz granitowe głazy narzutowe. Na uwagę zasługuje aleja drzew, największa w północnej części województwa wielkopolskiego, zlokalizowana przy drodze na odcinku Wyrzysk-Kosztowo-Niezychowo, składająca się z: 184 lip drobnolistnych, 40 jesionów wyniosłych i 158 dębów szypułkowych.

Na obszarze objętym arkuszem Szamocin kryteria kopaliny użytecznych spełniają plejstocentryczne piaski, piaski ze żwirami, plioceńskie iły oraz holoceńskie torfy i kreda jeziorna. Udokumentowano tu trzy złoża kruszywa budowlanego i drogowego oraz dwa złoża surowców ceramiki budowlanej. Aktualnie żadne ze złóż nie jest eksploatowane.

W złożu „Wysoka Mała” (powierzchnia 1,3 ha, miąższość 1,9–8,1 m, grubość nadkładu 0,3–2,2 m, zasoby w kat. C₁ 91 tys. ton) udokumentowano piaski oraz piaski ze żwirem, wypełniające lokalną nieckę wytopiskową w obrębie moreny czołowej, które charakteryzują się punktem piaskowym 77,0–95% i zawartością pyłów mineralnych 1,8–2,4%. Złoże jest częściowo zawodnione (zwierciadło wody na głębokości 5,6–8,9 m p.p.t.). W latach 1998–2003 koncesjonowaną eksploatację kruszywa prowadził Zakład Gospodarki Komunalnej z Wysokiej (wydobyto 15 tys. ton kopaliny). Pozostało niezrekultywowane wyrobisko stokowo-wgłębne o powierzchni około 0,8 ha i wysokości ścian 2–6 m.

Złoże „Białośliwie” (powierzchnia 2,0 ha, miąższość 6,4–10,5 m, grubość nadkładu 0,8–1,4 m, zasoby zarejestrowane 378 tys. ton) zlokalizowano na zboczu niewielkiego wzniesienia morenowego. Serię złożową tworzą naprzemianległe soczewy piasków (średni punkt piaskowy 94,3%) i pospółki (średni punkt piaskowy 74,6%). W nadkładzie złoża występuje gleba oraz piaski różnoziarniste, zaglinione. Złoże jest suche. Po eksploatacji w latach 90-tych XX w. (wydobyto 27 tys. ton), pozostało niezrekultywowane wyrobisko (częściowo zarośnięte) o powierzchni około 1 ha i wysokości ścian do 5 m.

Złoże „Lipia Góra” udokumentowane zostało w 1976 roku w kategorii C₂ w obrębie pradolinowego tarasu nadzalewowego Noteci, który budują piaszczysto-żwirowe osady rzeczne i wodnolodowcowe. Wyznaczono dwa pola bilansowe (powierzchnia 10,5 ha, miąższość 2,8–8,3 m, grubości nadkładu 0,1–4,7 m i zasoby 1058 tys. ton) oraz cztery pola pozabilansowe (powierzchnia 24 ha, miąższość 1,0–7,7 m, grubości nadkładu 0,1–6,7 m, zasoby 1 846 tys. ton). W nadkładzie występują: gleba, piaski drobnoziarniste i zaglinione, miejscami glina i torf. Złoże jest silnie zawodnione (zwierciadło wody na głębokości 1,8–3,3 m p.p.t.). Kruszywo piaszczysto-żwirowe charakteryzują następujące parametry: punkt piaskowy 48,3–51,0%, zawartość ziaren: do 5 mm 49,9–62,8% i powyżej 40 mm 10,8–11,3% oraz pyłów mineralnych 1,9–2,2%. Z kruszywa po uszlachetnieniu (kruszenie nadziarna i przesiewanie) można uzyskać mieszanki piaszczysto-żwirowe, żwirowo-piaskowe i piasek do produkcji: betonów, zapraw, wypraw i gładzi. W 1980 r. udokumentowano złoże „Lipia Góra” w kategorii C₁. W trakcie prac dokumentacyjnych zrewidowano granice złoża: powierzchnia całkowita 26,4 ha (trzy pola bilansowe 5,3 ha i dwa pola pozabilansowe 21,3 ha); miąższość 0,9–7,7 m, grubość nadkładu 0,1–6,7 m oraz parametry jakościowe kopaliny: zawartość ziaren o średnicy poniżej 2,5 mm 30,8–68,0%; powyżej 5 mm 22,3–59,6%. Zasoby złoża „Lipia Góra” w kategorii C₁ w ilości 569 tys. ton (bilansowe) i 1 427 tys. ton (pozabilansowe) nie zostały zatwierdzone ze względów proceduralnych. W obrębie złoża prowadzona jest dorywcza eksploatacja kruszywa przez okolicznych mieszkańców w dwóch wyrobiskach (o powierzchni około 3 ha i 0,8 ha), oddalonych od siebie o około 100 m.

W złożach „Niezychowo-Krostkowo” i „Krostkowo” zostały udokumentowane plioceńskie iły i mułki (tzw. iły poznańskie), które są bardzo dobrym surowcem ceramicznym. Mogą być wykorzystane do produkcji wyrobów ściennych, stropowych, dekarских, drenarskich i klinkieru budowlanego oraz ceramicznego kruszywa lekkiego typu keramzytu. Złoża te znajdują się na stro-

mym południowo-zachodnim zboczu wzniesienia morenowego. Odsłaniające się w tym miejscu ility są glaciektoniczne zaburzone i tkwią w postaci porwaków wśród czwartorzędowych glin i piasków morenowych.

Złoże „Nieżychowo-Krostkowo” zostało udokumentowane w obrębie dwóch pól oddalonych od siebie o około 600 m: pole północne (powierzchnia 10,7 ha, miąższość kopaliny 8,8–29,8 m, grubość nadkładu 0,2–0,6 m, zasoby w kat. C₂ 1893 tys. m³) i pole południowe (powierzchnia 11,5 ha, miąższość kopaliny 5,0–29,8 m, grubość nadkładu 0,1–2,3 m, zasoby w kat. C₂ 1912 tys. m³). Surowiec ilasty charakteryzuje się: zawartością marglu ziarnistego 0,04–0,08%, wody zarobowej 30,4–31,2% i skurczliwością wysychania 10,4–10,6%, a wyroby ceramiczne wypalane w temperaturze 1000°C: nasiąkliwością 7,0–9,7%, wytrzymałością na ściskanie 13,4–22,7 MPa i całkowitą morozoodpornością. Kopalina wymaga schudzania dodatkiem piasku w ilości 20%. W złożu udokumentowano współwystępujące czwartorzędowe piaski (punkt piaskowy 94,5–99,0%, zawartość pyłów mineralnych 1,6–2,6%, zasoby dla pola północnego 196 tys. m³), które mogą być wykorzystane jako surowiec schudzający.

W złożu „Krostkowo” (powierzchnia 6,5 ha, średnia miąższość 13,6 m, średnia grubość nadkładu 0,2 m, zasoby w kat. A 640 tys. m³) udokumentowano ility charakteryzujące się: zawartością margla ziarnistego średnio 0,02%, zawartością wody zarobowej 24,2–37,6% i skurczliwością wysychania 7,0–10,4%, a tworzywo ceramiczne wypalane w temperaturze 950°C: nasiąkliwością 8,4–15,0%, wytrzymałością na ściskanie średnio 11,2 MPa i całkowitą morozoodpornością. Surowiec ilasty wymaga schudzania dodatkiem piasku w ilości 15–30%, w zależności od produkowanego asortymentu wyrobów. Od 1908 r. do około 1993 r., ze złoża pozyskiwano surowiec dla pobliskiej cegielni (wydobyto 245,5 tys. m³), w której produkowano cegłę pełną i dziurawkę oraz dachówkę. Eksploatacja była bardzo utrudniona przez ciągłe osuwanie się warstw ilastych z powodu lokalizacji złoża na stromym zboczu, silnego zaburzenia glaciektonicznego kompleksu złożowego oraz zawodnionych piaszczystych przewarstwień (miąższości od 0,1 do 1,1 m). Nie zrehabilitowane wyrobisko jest zarośnięte, a cegielnię zlikwidowano.

Przeprowadzono ocenę sozologiczną udokumentowanych złóż kopalin, która została uzgodniona z pełnomocnikiem Geologa Wojewódzkiego w Wielkopolskim Urzędzie Wojewódzkim w Poznaniu, Delegatura w Pile. Ze względu na ochronę złóż, wszystkie złoża zaliczono do 4 klasy (złoża powszechne, licznie występujące i łatwo dostępne). Z punktu widzenia ochrony środowiska złoża „Wysoka Mała” i „Białośliwie” uznano za mało konfliktowe, możliwe do zagospodarowania bez większych ograniczeń. Pozostałe złoża zaliczono do złóż konfliktowych (klasa B), możliwych do eksploatacji po spełnieniu określonych wymagań wyznaczonych na podstawie kompleksowej oceny oddziaływania na środowisko zakładu wydobywczo-przetwórczego. Przyczynami konfliktowości są: ochrona wód podziemnych oraz ochrona gleb i krajobrazu.

Perspektywy i prognozy na udokumentowanie złóż piasków i żwirów istnieją tylko w południowej części omawianego obszaru (w okolicy wsi Nadolnik i w sąsiedztwie złoża „Lipia Góra”). W rejonie Miasteczka Krajeńskiego wyznaczono obszary prognostyczne dla złóż surowców ilastych. Pomimo istnienia dużych obszarów perspektywicznych dla torfów i kredy jeziornej w dolinie Noteci, możliwości ich gospodarczego wykorzystania są ograniczone ważnymi względami sozologicznymi (ochrona krajobrazu, gleb oraz wód powierzchniowych i podziemnych). Na mapie zaznaczono również obszary o negatywnych wynikach prac geologiczno-poszukiwawczych złóż piaszczysto-żwirowych (okolice: Zacharzyna, Konstantynowa, Nałęcz, Nadolnik, Szamocina i Borowa).

W dyskusji brali udział: J. Gąga, A. Juszczyk, M. Kuleta, S. Salwa i prelegentka.

Poseidzenie odbyło się w dniu 6 grudnia 2006 r.

Jan MALEC: Uwagi o skamieniałościach kambru w formacji piaskowców z Wiśniówki

W utworach kambru formacji piaskowców z Wiśniówki, szczątki faunistyczne nie należą do często spotykanych. W wielu profilach tej jednostki odnotowano obecność śladów bezkręgowców, rzadziej skamieniałości właściwych, głównie trylobitów i ramienionogów, sporadycznie szkarłupni. Zarówno ślady pozostawione przez organizmy bentosowe jak i szczątki fauny występują w osadach facji cienkoławicowych piaskowców i mułowców, związanych z obszarem sedymantacji międzykanałowej oraz w facji mułowcowo-piaskowcowej ze strukturami deformacyjnymi i osuwiskowymi, rozwiniętej na obszarach wałów kanałowych. W osadach tych występują lokalnie bogate ichnocytozy reprezentowane przez ślady pełzania (*Cruziana*) i spoczynku trylobitów (*Rusophycus*), pozbawione prawie zupełnie szczątków ich twórców. Znikoma ilość znalezionych trylobitów wynika najprawdopodobniej ze specyficznych warunków ekologicznych i energetycznych, które panowały w przydennych strefach zbiornika w czasie sedymantacji tych osadów. Na obszarze depozycji pierwszej z wymienionych facji, szczątki trylobitów znajdowano w rejonie Chabowych Dołów. Okazy występują tam w jednorodnej litologicznie warstwie wak kwarcowych reprezentującej jednostkowe akty depozycyjne osadów turbidytowych. Utwory te odróżniają się cechami litologicznymi od skał leżących poniżej i powyżej. Redepozytowany materiał ze szczątkami fauny pochodził z innego fragmentu obrzeża zbiornika niż osady tworzące cienkoławicowe piaskowce i mułowce. Powodem nieobecności trylobitów w omawianych osadach mogły być także bardzo często schodzące niskogęstościowe turbidyty „zamiatające” wierzchnią powłokę dna, oraz anoksyczne warunki środowiskowe, dokumentowane w postaci obecności czarnych iłowców z pirytem.

Najlichniesze zespoły skamieniałości śladowych oraz pojedyncze trylobity występują w facji mułowcowo-piaskowcowej ze strukturami deformacyjnymi i osuwiskowymi. Większa koncentracja fauny w tych osadach była najprawdopodobniej uwarunkowana lepszym natlenieniem wód przydennych i wyższymi zasobami pokarmowymi. Obecność tych czynników mogła się wiązać ze względnie wyżej położonym dnem tej części zbiornika aniżeli stref z sedymentacją facji cienkoławicowych piaskowców i mułowców. Hipotetyczną przyczyną nieobecności w omawianych osadach szczątków trylobitów, mogło być także pozbycie się przez pewną grupę tych organizmów twardych pancerzy, spowodowane brakiem naturalnych drapieżników w głębokomorskim środowisku, lub też, że ślady *Cruziana* i *Rusophycus* należą do innej grupy skorupiaków zbudowanych z miękkiego ciała. Nie można także wykluczyć, że pewna grupa konserwatywnych trylobitów znajdowanych w sekwencjach głębokowodnych wczesnego kambriu, pozbawionych twardego pancerza, przetrwała do kambriu środkowego i późnego. Być może duże ślady trylobitów opisane z piaskowców formacji z Wiśniówki należą do takiej konserwatywnej grupy.

Skamieniałości śladowe występujące w utworach formacji piaskowców z Wiśniówki uznane zostały za charakterystyczne dla ichnofacji *Cruziana*. Ichnofacja ta uważana jest za typową dla głębszych stref szelfowych, obejmujących obszar leżący pomiędzy normalną a sztormową podstawą falowania. W schemacie rozmieszczenia skamieniałości śladowych w zależności od batymetrii, ichnofacja *Cruziana* umieszczana jest pomiędzy „płytszą” ichnofacją *Scolithos* a „głębszą” *Zoophycos*. Ichnofację *Cruziana* opisywano także z paleozoicznych i mezozoicznych osadów deponowanych w środowiskach głębokomorskich przy udziale prądów zawiesinowych. Występowanie omawianej ichnofacji w osadach głębokomorskich wskazuje, że nie jest ona przywiązana wyłącznie do środowisk płytkomorskich jak się zazwyczaj uważa. Dobrym przykładem potwierdzającym obecność ichnofacji *Cruziana* w środowisku głębokomorskim jest sekwencja kambriu z rejonu Wiśniówki, gdzie występuje ona powszechnie w utworach międzykanałowych i wokółkanałowych na obszarze głębokomorskiego stożka.

Geolodzy badający przez kilkadziesiąt lat utwory kambriu pasma głównego, nie znajdowali żadnych szczątków organicznych w gruboławicowych piaskowcach kwarcytowych formacji z Wiśniówki. O występowaniu w nich licznych skamieniałości doniósł dopiero Sedlak (1967–1993), który stwierdził ich obecność w kwarcytach z rejonu Świętego Krzyża. Podkreślał wyjątkowość znalezionych szczątków organicznych: „Odkryta przeze mnie fauna była największą niespodzianką paleontologiczną. Nie przypuszczano, że coś podobnego mogło kiedyś istnieć i ożywiać dno morskie. Urzędowa nauka podała światu, że kwarcyty Łysogórskie nie zawierają śladów życia. I świat w to uwierzył z wyjątkiem jednego człowieka...”. Z odsłonięć i bloków znajdujących się na południowy zachód od Łysej Góry, przez kilkadziesiąt lat zebrał liczącą około 12 000 okazów kolekcję skamieniałości. Były wśród nich glony (*Rhodophyta* sp. *Erbina crucimontana* Sedlak, *Erbina* sp. *Epiphyton tridividentis* Sedlak, *E. circumstratum* Sedlak, *Silanoia radiistrata*, *Silerbina ramosa*), archeocyaty lub okazy należące do typu *Archaeocyatha* (*Archaeocyathellus* sp., *Anthomorpha* sp., *Atikokania europea* Sedlak, ogólnie do rodzajów *Archaeocyathus* i *Ajacycyathus* oraz podobne do rodzaju *Syringonema*), ślimaki (*Helcionella polonica* Sedlak), meduzowate (*Camptostroma*), *Corallicyathida* — łączące cechy archeocyatów i koralu, reprezentowane przez *Heliomiria cyathiformis* Sedlak i *Silimorpha corallina* Sedlak i grzyby (*Silicopsorodia derepens* Sedlak). W zespole tym, dominujący ilościowo udział miały okazy *Corallicyathida*. Charakterystyczną cechą wszystkich grup skamieniałości, w stosunku do podobnych form kambryjskich - były ich rozmiary. Według Sedlaka (1988), „łatwo było zauważyć pewną prawidłowość: formy organiczne spotykane w warstwach kwarcytowych są olbrzymie”.

Przynależność zebranych okazów do różnych grup świata organicznego, konsultował Sedlak z krajowymi specjalistami z zakresu paleontologii i geologii, którzy nie kwestionowali ich powinowactwa z prymitywnymi tkankowcami lub glonami. Okazy zebranych skamieniałości, w tym nowe rodzaje i gatunki, były przez Sedlaka prezentowane na krajowych i międzynarodowych konferencjach naukowych oraz publikowane w krajowych i zagranicznych czasopismach geologicznych i innych. Część z nich jest opisana i zilustrowana w wydany w 1990 roku „Atlasie skamieniałości przewodnich i charakterystycznych”, w tomie III poświęconym skamieniałościom starszego paleozoiku i górnego proterozoiku.

Według Sedlaka, „...najbogatsze warstwy faunonośne rozpościerają się na Łysej Górze, w partii podszczytowej, pasem szerokim na 500 i długim na około 1500 m, usytuowanym pod kątem 20° w stosunku do rozciągłości antykliny Łysogór...”. O ilości okazów wyeksploatowanych z tego rejonu świadczą dane cyfrowe przytaczane przez tego badacza. „W okresie 1968–1971, zebrano ogółem 3310 skamieniałości wydobytych z około 20 ton materiału skalnego, na obszarze 12 ha południowego zbocza Łysej Góry, w odległości kilkuset metrów na południowy zachód od klasztoru na Świętym Krzyżu, natomiast w samym roku 1972 zebrano 2913 okazów fauny...”. W pracy z 1985, Sedlak podaje, że „...w jednym eksploatowanym bloku o ciężarze około 2 ton znalazło się prawie 3300 egzemplarzy *Corallicyathida* i glonów. Inny blok kwarcytowy, o ciężarze około 150 kg dał dwieście pięćdziesiąt okazów...”. Sedlak podkreślał, że „...wprawdzie materiał faunistyczny nie pochodzi z warstwy w naturalnym położeniu, lecz pokruszonej w gołoborzu, to jednak należy go traktować jako zalegający na stanowisku pierwotnym, o czym świadczy rozrzut fragmentów skalnych...”. Uważał, że „...dla pełnej jednak dokumentacji należało znaleźć profil warstw w stanie pierwotnym i tam stwierdzić tę samą faunę. Ostateczne jednak rozwiązanie nastąpiło dopiero w okresie letnim 1973 r. Okazało się, że w okolicy podszczytowej południowego zbocza odsłaniają się fragmentarycznie warstwy faunistyczne *in situ* na odcinku około 300 m, w niemal 30 punktach. Łączna miąższość odsłaniającego się kompleksu kambryjskiego wynosi ok. 70 m. Skała zawierająca faunę jest piaskowcem kwarcytowym, rzadziej kwarcytem lub piaskowcem o spoiwie ilastym, często w stanie zbrekcowanym lub pseudobrekcyjny...”. Charakteryzując warunki występowania skamieniałości Sedlak podaje, że „...fauna występuje zarówno na płaszczyznach sedymentacji, oddzielności płytowej, jak i płaszczyznach ciosowych zorientowanych prostopadle do tamtych, w brekcjach śródwartwowych i tektonicznych. Rzadko fauna występuje w pojedynczych egzemplarzach, częściej w zespołach po kilka lub kilkanaście. Większym nagromadzeniem odznaczają się czasami płaszczyzny oddzielności płytowej. Dziwna rzecz, fauna w bardziej nieuszkodzonym stanie zalega brekcję niż spokojne środowisko. Musiała to być brekcja konsedymencyjna, która dopiero kontynuowała swoją diagenezę. To nie była brekcja tekto-

niczna sensu ścisłego, bo uległaby fauna zdeformowaniu, poszarpaniu. Ta brekcja sedymentacyjna działała zachowawczo w odniesieniu do dokumentów życia...”. Sedlak bliżej określił czynniki wpływające na stan zachowania skamieniałości. Uważał, że „...fauna i glony są lepiej zachowane w brekcji synsedymentacyjnej, były więc przyniesione bliskim transportem i zdeponowane w przestrzeniach między fragmentami brekcji bez uszkodzenia kształtu...”.

Na podstawie stanu zachowania zebranych okazów skamieniałości, Sedlak (1988,1993) wypowiadał się o warunkach środowiskowych i ekologicznych panujących w kambryjskim morzu. Uważał on, że „...akwen musiał być zapewne krzemionkowy, niezasolony, z odczynem alkalicznym lub przynajmniej bliskim obojętnemu...”. Według Sedlaka, „...glony *S. radistrata* i *S. ramosa* żyły na dnie akwenu, leżąc płasko lub w pozycji pionowej. W momencie obumierania rozkładały się promieniście płasko. Były na niewielkiej głębokości, prawdopodobnie nie przekraczającej 100–150 m. Glony te wymagały wody czystej, gdyż nie występowały w towarzystwie łupków ani mułowców. Glony zdają się wykazywać większe zróżnicowanie niż fauna oraz odznaczają się zwykle dobrym stanem zachowania, gdyż nie wchodzi w grę przestrzenność okazu...”. Ogółem, z kwarcytów wydobyto 223 okazy należące do glonów. Według Sedlaka, „*Corallicyathida* miały zapewne szkieletyzację krzemionkową. Mineralizacja krzemionkowa wystąpiłaby więc u koralicjatorów. Byłyby one wobec tego reliktem pierwszych tkankowców z krzemionkową mineralizacją szkieletową. *Corallicyathida* lubiły czyste wody, ginęły masowo wymieszane z łem, glinami, druzgotane kamieniami...”.

Nowy punkt widzenia przedstawił Sedlak (1985) na temat „powierzchni deszczowych” występujących na powierzchniach gruboławicowych piaskowców kwarcytowych. Uważał, że są one „...w rzeczywistości *de facto* powierzchniami trawienia przez organizmy zapewne krzemionkowe. Analizując niezwykle różnorodność rzekomych śladów kambryjskiego deszczu na powierzchniach sedymentacyjnych należało zakwestionować meteorologiczne dokumentacje sprzed setek milionów lat. Natomiast najprawdopodobniejsze wydaje się, że są to ślady żerowania nie tyle zwierząt, co krzemowych bakterii i prostych grzybów trawiących krzemowy substrat. Ślady trawienia tężejących sedymentów krzemionkowych w przybrzeżnych strefach płytkiego morza nazwał autor *Silicopsorodia derepens*, czyli krzemowym liszajem nadżerającym...”.

Na podstawie analizy porównawczej przeprowadzonej pomiędzy zebranymi skamieniałościami a formami pokrewnymi czy podobnymi, opisanymi z utworów kambru innych obszarów, Sedlak przedstawił opinię o wartości stratygraficznej badanych organizmów. Glony reprezentowane przez rodzaje *Erbina* i *Epiphyton* określił na dolnokambryjskie. Natomiast „...*Corallicyathida* ordo nov. mogą być fauną przewodnią dla piaskowców kwarcytowych antykliny Łysogór, nie posiadających dotychczas dokumentacji paleontologicznej. Ponieważ fauna *Corallicyathida* jest niżej zorganizowana niż archaeocyta, jest to najprawdopodobniej grupa nieco starsza, zachowana w reliktach do górnych pięter kambru dolnego. Odkryte dowody organiczne wskazują, że lokalnie może chodzić o kambr dolny. Fauna zaliczona do *Corallicyathida* może być reliktem prekambryjskim, który znalazł się w dolnokambryjskim akwenu, przeniesiony transgredującymi wodami...”.

W świetle badań sedymentologicznych przeprowadzonych przez autora w rejonie Nowej Słupi i Świętego Krzyża, gruboławicowe piaskowce kwarcytowe reprezentują osady zdeponowane na obszarze głębokomorskich kanałów lub w strefach bezpośrednio do nich przyległych — na obszarach wałów kanałowych. Sedymentacja tych utworów odbywała się w postaci gęstych turbidytowych spływów piaszczystych o dużej objętości i turbulencji, przemieszczanych bardzo silnymi prądami w korytach kanałów lub wyrzucanych poza ich brzegi. W tego typu utworach, możliwość występowania a tym bardziej doskonałego stanu zachowania delikatnych szkieletów fauny *Corallicyathida* i glonów, jest nierealna. Zakładając jednak teoretycznie ich obecność w tego typu osadach, szczątki takie musiałyby być w piaskowcach bardzo rozproszone. Tymczasem w udokumentowanych przez Sedlaka stanowiskach, występują one „gniazdowo” w bardzo dużych ilościach. Gdyby dopuścić i tak niewiarygodną lokalnie ich ilość i bardzo dobry stan zachowania, to fakt obecności okazów fauny prawie wyłącznie w brekcjach tektonicznych jest również nierealny. Te bowiem powstały w późniejszym okresie, po diagenecie osadu, być może już po kwarcytyzacji piaskowców, przed późnym ludłowem. Obecność jakiegokolwiek fauny w silnie związłych skałach poddawanych procesom dezintegracji tektonicznej, zakończyłaby się jej unicestwieniem lub w najlepszym przypadku silnym pokruszeniem. Jednak wbrew wszelkim prawom fizyki, w brekcjach tektonicznych z rejonu Świętego Krzyża fauna występuje w doskonałym stanie, i praktycznie obecna jest tylko w skałach zdruzgotanych tektonicznie. W świetle przedstawionych uwag, komentowanie możliwości występowania świetnie zachowanych okazów na płaszczyznach tektonicznych — jest już zbyteczne.

Poza „fauną” *Corallicyathida*, i „glonami”, większość pozostałych „skamieniałości” opisanych przez Sedlaka z piaskowców kwarcytowych, nie pochodzących z brekcji tektonicznych, jest najprawdopodobniej związana ze strukturami wirowymi. Wskazuje na to ich charakterystyczny kształt. „Fauna” reprezentowana przez ośrodków lub negatywy zewnętrznych powierzchni wirowców, jest odwzorowaniem ruchu wirowego osadu piaszczystego.

Przedstawione powyżej uwagi o braku możliwości występowania w gruboławicowych piaskowcach facji kanałowych wymienionych powyżej zespołów skamieniałości — nie są pierwsze i odosobnione. W ostatnim okresie, na podstawie krytycznej analizy form występowania skamieniałości opisanych przez Sedlaka, głównie zaliczanych do *Corallicyathida*, zakwestionowana została ich wartość naukowa. Badania przeprowadzone przez Bodziocha (2000) wykazały, że zeberka fauny *Corallicyathida* nie są wypreparowane ze skały przez wietrzenie, lecz wykształciły się radialnie z kryształków kwarcu pokrywających powierzchnię szczelin.

„Skamieniałości” zebrane przez Sedlaka okazały się pseudoskamieniałościami. Jedne zostały wytworzone przez procesy mineralizacyjne, inne powstały w wyniku ruchu wirowego materiału piaszczystego.