SPIS RZECZY

MUZEUM GEOLOGICZNE

Paul D. TAYLOR: The Folklore of Fossils 3

ZAKŁAD GEOLOGII REGIONALNEJ I NAFTOWEJ

Magdalena SIKORSKA: Nowe możliwości analizy katodoluminescencyjnej 7
Teresa PODHALAŃSKA, Monika MASIAK, Marzena STEMPIEŃ-SAŁEK: Zmiany lito- i biofacjalne na granicy ordowiku i syluru w południowej części Gór Świętokrzyskich (synklina bardziańska) 8
Ewa KRZEMIŃSKA: Bazalty z Mielnika i Kaplonosów: charakterystyka geochemiczna i uwagi petrogenetyczne o późnoprekambryjskiej aktywności wulkanicznej na kratonie wschodnioeuropejskim 9

ZAKŁAD GEOFIZYKI

Marek NARKIEWICZ: Seria węglanowa dewonu i karbonu w podłożu Karpat: stratygrafia, sedymentacja i rola erozji wizeńskiej 11

CENTRUM DOSKONAŁOŚCI BADAŃ ŚRODOWISKA ABIOTYCZNEGO

Krzysztof JAWOROWSKI, Magdalena SIKORSKA: Związek jednostki łysogórskiej z kratonem wschodnioeuropejskim na tle badań sedymentologiczno-petrograficznych osadów kambru 13

ODDZIAŁ DOLNOŚLĄSKI

Zbigniew CYMERMAN: Sudety na mapach ścięcia poziomego 17
Zbigniew CYMERMAN: Podłoże krystaliczne Polski NE na mapach ścięcia poziomego 18
Zbigniew CYMERMAN: Podatne strefy ścinania w regionie mineralizacji rudnych Vareny (Litwa) 18
Krzysztof URBAŃSKI: Plejstocen Pojezierza Łagowskiego (rejon Ośna Lubuskiego) 19
Grzegorz J. NOWAK: Garść informacji nt. petrografii i stopnia dojrzałości termicznej materii organicznej rozproszonej w dolnokarbońskich skałach kulmu strefy morawsko-śląskiej 20
Zbigniew CYMERMAN: Strefy ścinania w suwalskim masywie anortozytowym — część II (złoże „Krzemianka") 21
Bogusław PRZYBYLSKI, Janusz BADURA: Czy w Sudetach są ślady kolizji z obiektami pozaziemskimi ? 22
Janusz BADURA, Krzysztof BIRKENMAJER, Jacek GRABOWSKI, Marek LORENC, Zoltan PÉCSKAY, Bogusław PRZYBYLSKI, Paweł ZAGOŻDŻON, Witold ZUCHIEWICZ: Nowe geochronologiczne i paleomagnetyczne dane o trzeciorzędowych bazaltach Dolnego Śląska 23
Fritz BROSE, Janusz BADURA: Sudeckie skały wskaźnikowe występujące w osadach rzecznych i wodnolodowcowych Brandenburgii, Śląska i Wielkopolski 25
Bogusław PRZYBYLSKI: Geomorfologiczne ślady procesów subglacjalnych w środkowej Wielkopolsce. 26
Maciej R. KŁONOWSKI, Gijs D. BREEDVELD, Per AAGAARD: Zanieczyszczenie produktami ropopochodnymi czwartorzędowego poziomu wód podziemnych oraz procesy biodegradacji, Międzynarodowe lotnisko Oslo-Gardermoen, SE Norwegia 26
Anna KOWALSKA, Krzysztof URBAŃSKI: Kenozoik przedpola Sudetów w rejonie Wądroża Wielkiego i Legnicy — wyniki badań geologicznych prowadzonych wzdłuż modernizowanej autostrady A4 27

ODDZIAŁ GÓRNOŚLĄSKI

Martyna GUZIK, Piotr LISZKA, Andrzej PACHOLEWSKI, Marcin ZEMBAL: Wpływ legislacji Unii Europejskiej na zmiany w polskim systemie monitorowania wód podziemnych . . . 29
Maria KARWASIECKA, Jadwiga WAGNER, Przemysław BUKOWSKI, Jan KWARCIŃSKI: Koncepcja wykorzystania wód geotermalnych w antropogenicznym zbiorniku byłej Kopalni Węgla Kamiennego „1 Maja" . . . 30
Marek MARKOWIAK: Barwa skał wendyjskich i jej związek z metamorfizmem cz. I . . . 31
Maria KARWASIECKA, Jadwiga WAGNER, Anna CHMURA, Włodzimierz KRIEGER, Jan KWARCIŃSKI, Sławomir WILK: Ocena energii geotermalnej w obszarach górniczych zamkniętych kopalń w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym . . . 33
Marek MARKOWIAK: Barwa skał wendyjskich i jej związek z metamorfizmem cz. II . . . 33
Joanna FAJFER, Włodzimierz KRIEGER: Zasady gospodarki odpadami na terenie Sosnowca w oparciu o Plan Gospodarki Odpadami dla miasta Sosnowca . . . 35
Krzysztof LASOŃ: Geologia, złoża i inne wybrane elementy środowiska przyrodniczego obszaru objętego arkuszem Pionki *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski* . . . 38
Włodzimierz KRIEGER, Joanna FAJFER: Program Ochrony Środowiska dla miasta Sosnowca . . . 38
Janusz JURECZKA, Maria KARWASIECKA, Włodzimierz KRIEGER, Jadwiga WAGNER: Seria węglanowa karbonu i dewonu regionu górnośląskiego, jako potencjalny zbiornik wód geotermalnych. . . . 42
Jolanta MARKIEWICZ, Małgorzata TRUSZEL: Oznaczenie wieku granodiorytu z Zawiercia metodą izochronową rubidowo-strontową na podstawie całych próbek skalnych . . . 42

ODDZIAŁ KARPACKI

Wojciech RYŁKO, Adam TOMAŚ: Podłoże skonsolidowane Karpat pomiędzy Dunajcem a Tisą . . . 45
Anna TOMAŚ: Górny paleozoik w południowej części masywu górnośląskiego, dewońsko-karbońska seria węglanowa . . . 46
Barbara OLSZEWSKA: Dwa zespoły mikroskamieniałości — czyli o konieczności kompleksowych badań mikropaleontologicznych . . . 47
Wojciech GRANOSZEWSKI, Dieter DEMSKE, Małgorzata NITA, Georg HEUMANN, Andrei A. ANDREEV: Zmienność roślinności w czasie ostatniego interglacjału na podstawie badań palinologicznych osadów jeziora Bajkał . . . 48
Tomasz MALATA, Paweł POPRAWA, Janusz SKULICH, Zoltán PÉCSKAY, Michał BANAŚ, Monika KUSIAK, Mariusz PASZKOWSKI: Interpretacja wyników datowań krystalicznych egzotyków karpackich metodą K/Ar . . . 49
Tomasz MALATA, Andrzej SZYDŁO: Zapis granicy kreda dolna–kreda górna na obszarze między Andrychowem i Myślenicami (jednostka śląska i podśląska) . . . 49

ODDZIAŁ ŚWIĘTOKRZYSKI

Jan MALEC: Sekwencja osadów szarogłazowych syluru ze środkowej części profilu Niestachowa . . . 51
Jan MALEC: Środowisko sedymentacji osadów kambru w zachodniej części Gór Świętokrzyskich . . . 53
Sylwester SALWA: Metamorfizm i jego miejsce w procesie deformacji skał kambryjskich jednostki łysogórskiej w Górach Świętokrzyskich. . . . 55
Zbigniew SZCZEPANIK, Wiesław TRELA, Anna ŻYLIŃSKA, Sylwester SALWA: Nowe kambryjskie i ordowickie jednostki litostratygraficzne w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich . . . 56
Jan MALEC: Profil z pogranicza ordowiku i syluru w Zbrzy . . . 58
Maria NOWAK, Władysław ŚLUSAREK: Złoża kopalin i możliwości ich zagospodarowania w świetle uwarunkowań sozologicznych na obszarze arkusza Karsin *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski* w skali 1:50 000 . . . 60
Jan MALEC: Niezgodność późnokaledońska w Górach Świętokrzyskich . . . 61
Maria NOWAK: Zasoby przyrody i krajobrazu na arkuszu Brusy *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski* w skali 1:50 000 . . . 63
Jan MALEC, Maria KULETA, Zbigniew BUŁA: Szarogłazy syluru Gór Świętokrzyskich i rejonu Zawiercia . . . 64

UZUPEŁNIENIE

Janusz SKULICH : Spektrum fragmentów egzotykowych skał magmowych jednostki skolskiej polskich Karpat fliszowych . . . 67

MUZEUM GEOLOGICZNE

Paul D. TAYLOR: **The Folklore of Fossils**

Folklore is the study of the beliefs, legends and customs of ordinary people. Relatively little has been published on the fascinating topic of fossil folklore, the main recent source references being Bassett (1982), Zammit-Maempel (1989), Thenius and Vavra (1996), Mayor (2000) and Taylor and Rosenblum (2004).

Fossils have been known to humankind since well back into prehistory. Flint handaxes incorporating fossil echinoids have been discovered at several archaeological sites, and a spectacular Bronze Age grave in England contains the skeletons of a mother and child around which have been arranged one hundred tests of the Cretaceous echinoid *Echinocorys*. A Miocene shark's tooth found at a Late Palaeolithic archaeological site in Moravia shows evidence of having been modified for use as a cutting tool (Jarsova *et al*., 2004).

In times before the true nature of fossils as the remains of once living organisms became widely known, various stories developed about their origins and magical or medicinal properties. Some of these myths persist to the present day among people without a formal scientific education. For example, in many parts of Europe the calcite guards of belemnites, an extinct group of squid-like cephalopods, are called thunderbolts. The missile-like shape of the belemnite guard led to the idea that they were cast down from the heavens during thunderstorms. Finds of belemnites on the surface after erosion of the soil caused by the heavy rains associated with thunderstorms appeared to support this erroneous belief.

Ammonites. The beautiful spiral shells of ammonites are distinctive fossils that have long been treasured. Originally called Cornu Ammonis, horns of Ammon, a Greek God with curled horns, ammonites must have been puzzling objects to people unfamiliar with the existence in the Pacific and Indian oceans of a living analogue, the pearly nautilus. Not surprisingly, numerous folklore beliefs developed around ammonites. One of the commonest is that they are petrified coiled snakes, hence the name 'snakestone'. In Britain, the snakestone legend is associated particularly with two places where Jurassic ammonites occur in great abundance: Whitby in Yorkshire and Keynsham in Somerset.

The Whitby snakestone legend tells how the Saxon abbess St Hilda (AD 614-680) issued a curse that turned the local snakes to stone in order to clear a site for the building of an abbey. Among the ammonites present in the Upper Lias shales of Whitby is *Hildoceras bifrons*, named for the abbess. To make the legend seem more plausible, snake heads were sometimes carved onto fossil ammonites. The type specimen of another Whitby ammonite, *Dactylioceras commune*, is actually one of these modified fossils with a carved snake head.

In Keynsham, St. Keyna, a devout British virgin who lived in snake-infested woods, is said to have turned the dangerous snakes into stone through prayer. As in Whitby, snakestones from Keynsham were sometimes augmented by the carving of a snake's heads around the aperture.

A very different folklore belief about ammonites was held by Native Americans of the Blackfoot tribe who called them "insikim" or Buffalo Stones because of their supposed resemblance to sleeping bison. The ammonites were used by the Blackfoot in spiritual ceremonies to assist the capturing of bison herds.

Concretions containing ammonites from the Upper Jurassic Spiti Shale can be found in the Gandaki River in Nepal. To Hindus these are known as "saligrams" and are thought to represent the discus or chakra held in one of the six hands of the god Vishnu. The chakra itself is symbolic of completeness, the eight spokes indicating the eightfold path to deliverance. Ribs on the fossil ammonites are equated with the spokes of the chakra. According to the size, position and plane of section of the ammonites within eroded concretions, 84 varieties of saligrams have been recognized, each given a different name (e.g. Prthu Chakra and Sukshma Chakra)

and accorded different properties. Saligrams are used today in Hindu temples — drinking the water in which they have been bathed is believed to purify the spirit. They are also employed during marriages, funerals and house-warmings.

It is said that some Romans believed that they would have dreams foretelling the future if they slept with a golden (pyritized) ammonite under their pillow.

Fossil folkore is often taken to include instances of the use of fossils as icons or decorations, for example on postage stamps or coats-of-arms. Architectural uses of ammonites include a special style of English classical architecture known as the Ammonitic Order in which the capitals at the tops of the columns are based on the form of an ammonite shell. First employed in 1788, ammonitic architecture was popularized in the 1820s and 1830s by a builder called Amon Wilds who was probably attracted to it because of the similarity of the word ammonite to his own first name. Several houses built by Wilds in Sussex still survive, including one in Lewes which was the home of Gideon Mantell, the physician who achieved fame as the describer of one of the first dinosaurs ever found, *Iguanodon*.

Other fossil invertebrates. The rich folklore of other fossil invertebrates includes many curious stories. For example, the pyramids of Giza in Egypt are constructed of Eocene limestone packed with *Nummulites*, a disc-shaped foraminiferan. There are two forms, large and small, the former known in folklore as Angels' Money and the latter as Slaves' Lentils.

A small trilobite called *Elrathia kingii* weathers out in great profusion from Cambrian rocks in the Wheeler Ampitheatre of Utah, USA. For many centuries, specimens collected by the Pavhant Ute people who inhabit this region have been employed decoratively in necklaces. These Native Americans call the trilobites "timpe khanitza pachavee", meaning "little water bug like stone house in". It was believed that the trilobites had curative properties against various illnesses, and could also confer protection against being shot by white men.

The long stems of Palaeozoic crinoids are composed of numerous disc-shaped columnals with central perforations. These make good natural beads. The early Christian St Cuthbert (*ca* AD 634–687) who lived on the island of Lindisfarne in northern England is said to have collected crinoid columnals from the local Carboniferous limestone for stringing together as prayer beads or rosaries. The fossil crinoid columnals consequently became known in folklore as St Cuthbert's Beads.

The Cretaceous Chalk hills of northern Europe are a rich source of fossils of the irregular echinoids *Echinocorys*, *Micraster* and *Conulus*, many replaced by flint which makes them resistant to erosion and easily derived into the overlying soil. Several folklore names have been applied to these echinoids, such as Shepherd's Crowns, Fairy Loaves and Thunderstones. In some parts of Denmark they were placed in dairies by farmers who thought that they stopped milk from turning sour. A belief formerly held in Sussex, England was that if placed on the window ledge these fossils could predict the approach of thunderstorms by attracting condensation.

Regular echinoids belonging to the genus *Balanocidaris* have stout, club-like spines. These spines were collected from the Holy Lands of Judea by the Crusaders and came to be known as Jewstones. They were worn as lucky amulets and also used in medicines. The shape of the spines vaguely resembles a bladder, and this led to the idea that they were effective in curing illnesses of the bladder and urinary system, an example of sympathetic medicine.

Devonian spiriferide brachiopods, known as swallow stones, are soemtimes employed in Chinese medicine. Two specimens in the collections of the NHM (London) which were bought from a Chinese apothecary's shop in Singapore have an accompanying leaflet instructing that the shells should be crushed and dissolved in water to make a drink for the treatment of rheumatism, skin diseases and eye disorders.

Fossil vertebrates. The mythical Cyclops and Griffin are considered by some to have their origins in finds of fossil veretbrate bones. Fossil skulls of pygmy elephants found in caves around the Mediterranean have a large central opening that recalls the eye-socket of the Cyclops of Homeric legend. Skulls of the Cretaceous dinosaur *Protoceratops* resemble the head of the mythical Griffin and may be the basis for the legend of this ferocious monster with the body of a lion and the head and wings of an eagle. Bones of *Protoceratops* are found in the Gobi Desert, the region where the Griffin was reputed to have dwelled.

The idea that toads had stones in their heads can be traced back to the writings of the Roman naturalist Pliny the Elder who died during the eruption of Vesuvius in AD 79. At some point in history these "toadstones" became associated with the distinctive button-shaped teeth of the bony fish *Lepidotes*, found commonly in some Jurassic and Cretaceous rocks. Toadstones were believed in medieval times to have medicinal value, for example against epilepsy, but generally only if extracted from a living toad.

Similar button-shaped teeth occur in some younger, unrelated bony fish, including the white sea-bream *Sargus*. Fossil examples of *Sargus* teeth found in the Miocene rocks of Malta are known in folklore as Serpents' Eyes. Like many other fossils found in Malta the origin of Serpents' Eyes is traced in folklore to the shipwrecking of the Apostle St. Paul on Malta in AD 60. After being bitten by a snake which rose out of a fire built to warm the shipwrecked sailors. St. Paul is said to have flung the snake back into the fire and cursed all of the snakes on the island, causing them to lose their eyes and tongues. The eyes became Serpents' Eyes and the tongues another kind of fossil called St. Paul's Tongues.

St. Paul's Tongues or tonguestones are actually the teeth of fossil sharks. During medieval times there was a flourishing export trade in tonguestones from the island of Malta due to a widespread faith in their efficacy as a medicine and particularly as a cure or safeguard against poisoning. Mounted tonguestones were offered to guests at banquets for dipping into their wine to rid it of any poisons present.

Tonguestones played a crucial role in the understanding of the true nature of fossils. These objects, often called glossopetrae, were well-known to naturalists who puzzled over how they came to be present in solid rocks far distant from the sea. The Florence-based physician Steno (1638–1686) realised that glossopetrae were the teeth of ancient sharks after he dissected the head of an

enormous modern shark caught near Liverno in 1666. Until that time many naturalists thought that glossopetrae and other fossils grew within the rocks by a process termed “vis-plastica”. The abandonment of this and similar believes marks the transition from a time when folklore ideas about fossils were given serious consideration by scholars, to the new science of palaeontology.

W dyskusji brali udział: U. Hara, T. Woroncowa-Marcinowska, B. Jędryka-Fuglewicz i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 22 września 2004 r.

ZAKŁAD GEOLOGII REGIONALNEJ I NAFTOWEJ

Magdalena SIKORSKA: **Nowe możliwości analizy katodoluminescencyjnej**

Nowe możliwości badawcze w analizie katodoluminescencyjnej (CL), stworzyło zastosowanie spektrometru do rejestrowania widma CL czyli swiatła emitowanego przez minerał, w wyniku bombardowania go wiązką elektronową.

Dotychczas własności katodoluminescencyjne minerałów obserwowane były w mikroskopie optycznym lub elektronowym (SEM-CL) i rejestrowane w postaci obrazów (kolorowe fotografie i czarno-białe wydruki komputerowe). Zakup spektrometru CL, współpracującego z mikroskopem elektronowym, pozwolił na rozszerzenie zakresu badań CL prowadzonych w Państwowym Instytucie Geologicznym.

Przeprowadzono pilotażowe badania mające na celu poznanie możliwości technicznych nowego urządzenia i zebranie widm CL (Starnawska i Giro), a następnie ich interpretację (Sikorska).

Do badań wytypowano minerały pochodzące z różnych typów skał (piaskowce, wapienie, dolomity, cieszynity, granity, nelsonity, karbonatyty) o szerokim spektrum ich wieku: od prekambru po kredę. Wykonano spektralne analizy CL nie tylko dla różnych minerałów, ale także dla odmian genetycznych danego minerału. Wśród zbadanych próbek znalazły się: kalcyt, aragonit, stroncjanit, dolomit, kwarc, chalcedon, anhydryt, apatyt, fluoryt, szelit, cyrkon, skaleń potasowy, plagioklaz.

Selekcja próbek poprzedzona była obserwacjami w CL dużej ilości płytek cienkich. Wytypowano do badań spektralnych minerały o charakterystycznych dla siebie cechach katodoluminescencyjnych, ale także odmiany mineralne charakteryzujące się nietypowymi barwami luminescencji, budową pasową lub sektorową.

Wykonane w trakcie obserwacji pary zdjęć (standardowe mikroskopowe + katodoluminescencyjne), pozwoliły wytypować konkretne miejsca do przeprowadzenia spektralnej analizy CL, tak aby otrzymany wykres widma CL danego minerału mógł być skorelowany z jego barwą luminescencji.

Wykres widma CL pozwala określić czynniki wywołujące zjawisko luminescencji (świecenie) w danym minerale. Zdolność do luminescencji posiadają minerały, w których obecne są tzw. centra luminescencji czyli defekty w strukturze kryształu. Defekty te mogą mieć naturę wewnętrzną (np. wakancje, dziury elektronowe) lub też mogą być wywołane przez czynniki zewnętrzne (inkorporacja obcych jonów). Analiza widma CL dostarcza istotnych informacji o obecności domieszek (zanieczyszczeń) jednego lub kilku pierwiastków w badanym minerale.

Interesujące wyniki przyniosły badania apatytów pochodzących z różnych środowisk genetycznych. Już wstępne obserwacje w CL, pokazujące różnorodność barw luminescencyjnych badanych apatytów, wskazywały na związek barw CL z genezą tych minerałów. Potwierdził się typomorficzny charakter luminescencji w apatytach ze skał magmowych: ziarna o żółtej barwie CL mają genetyczny związek z magmatyzmem granitoidowym (Mn^{2+} głównym aktywatorem), a ziarna o fioletowo-niebieskie w CL związane są z magmatyzmem suprakrustalnym (Ce^{3+} głównym aktywatorem).

Szczegółowe analizy spektralne w apatycie o budowie pasowej wykazały, że w poszczególnych strefach następują zmiany wzajemnego stosunku trzech aktywatorów Ce^{3+}, Dy^{3+} i Mn^{2+}. Zmiany te mają charakter skokowy i są odzwierciedleniem wahań chemizmu w procesach magmowych.

Zbadano apatyty pochodzenia diagenetycznego charakteryzujące się całą gamą barw CL: od mlecznobiałych, przez żółte, zielone, różowe do szarych. Widma CL wskazały na obecność, obok Mn^{2+}, domieszek pierwiastków ziem rzadkich: Dy^{3+}, Ce^{3+}, Eu^{2+}, Tb^{3+}.

Bardzo ciekawa okazała się również interpretacja widm CL stroncjanitu, anhydrytu, cyrkonu czy kwarcu autigenicznego. Analizowano stroncjanit współwystępujący z kalcytem w żyle karbonatytowej. Głównym aktywatorem kalcytu (czerwona barwa CL) był Mn^{2+}, natomiast stroncjanitu (niebieska barwa CL) Ce^{3+} przy zupełnym braku Mn^{2+}. Dowodzi to, że minerały te powstały z różnych roztworów, z których jeden był nośnikiem strontu i pierwiastków ziem rzadkich. Również w przypadku anhydrytu z nelsonitów przyczyną jego nietypowej różowo-fioletowej barwy CL, okazały się domieszki pierwiastków ziem rzadkich: Ce^{3+}, Dy^{3+} i Sm^{3+}. Badano ziarna detrytycznych cyrkonów o różnej barwie luminescencji (niebieskiej i żółtej) oraz wykonano analizy dla kilku stref w obrębie jednego ziarna o budowie pasowej. Występowanie w cemencie kwarcowym piaskowca stref o różnej bar-

wie luminescencji: zielonej i brązowej, wskazywało na dwie fazy jego krystalizacji. Wykonane widma CL, obu odmian luminescencyjnych kwarcu, pokazały, że różnią się one diametralnie rodzajem defektów sieci krystalicznej. Różnice te są pochodną odmiennych warunków krystalizacji, która musiała zachodzić w dwóch etapach.

Wzbogacenie dotychczasowych badań katodoluminescencyjnych o analizę spektralną stwarza wiele nowych możliwości interpretacyjnych w badaniach petrologicznych zarówno skał osadowych jak i magmowych.

Posiedzenie odbyło się w dniu 19 stycznia 2005 r.

Teresa PODHALAŃSKA, Monika MASIAK, Marzena STEMPIEŃ-SAŁEK: **Zmiany lito- i biofacjalne na granicy ordowiku i syluru w południowej części Gór Świętokrzyskich (synklina bardziańska)**

Celem podjętych przez autorki badań było przeprowadzenie analizy zespołów graptolitów i akritarch w osadach z pogranicza ordowiku i syluru w synklinie bardziańskiej (Góry Świętokrzyskie) oraz ustalenie ich zasięgów stratygraficznych, zgodnie z obowiązującym standardowym podziałem stratygraficznym. Poza tym, przedmiotem badań były zagadnienia związane z ciągłością stratygraficzną między ordowikiem i sylurem, określenie zmian lito- i biofacjalnych oraz paleośrodowiskowych; zbadanie zmian różnorodności oraz frekwencji zespołów graptolitów i akritarch w późnym ordowiku i wczesnym sylurze; określenie zależności różnorodności i frekwencji zespołów akritarchowych od zmian litologicznych oraz dokumentacja zespołów skamieniałości z pogranicza ordowiku i syluru Gór Świętokrzyskich.

Synklina bardziańska jest małą jednostką geologiczną położoną w południowej części Gór Świętokrzyskich. Analizie podlegały osady oraz skamienialości w profilu Bardo–Stawy oraz Zalesie Nowe.

W badanych próbkach stwierdzono obecność bogatego, chociaż nierównomiernie rozmieszczonego w osadach zespołu graptolitów oraz akritarchów. Stan zachowania graptolitów jest zależny od litologii a najgorszy jest w przypadku iłowców piaszczysto-mułowcowych w dolnej części profilu. Formy zachowane w reliefie są rzadkie i dotyczą dużych normalograptidów i akidograptinów w wyższej części profilu.

Analiza zespołu graptolitów w profilu Bardo–Stawy pozwoliła na udokumentowanie trzech poziomów graptolitowych w górnym aszgilu i dolnym landowerze: ?*persculptus, ascensus–acuminatu*s i *vesiculosus.* Spąg poziomu *ascensus–acuminatus* stanowi spąg rhuddanu i spąg syluru. W profilu Zalesie Nowe poziomowi ?*persculptus* odpowiada tzw. strefa graniczna czyli przejściowa między najwyższym ordowikiem i najniższym sylurem.

Pierwsze graptolity dokumentujące obecność poziomu ?*persculptus* pojawiły się w beżowych łupkach piaszczysto-mułowcowych, wyprzedzając zmianę facji na tzw. fację „łupków graptolitowych" z graptolitami niewątpliwie wskazującymi na dolny sylur. Najstarsze gatunki należą do rodzaju *Normalograptus* i są to: *Normalograptus miserabilis*, *N. parvulus, N.* cf. *persculptus* oraz *N. avitus.* Dolna granica poziomu *ascensus–acuminatus* wyznaczona została w momencie pojawienia się pierwszego z akidograptinów (*A. ascensus*), górna natomiast w momencie zaniku *P. acuminatus.*

Graptolity poziomu *ascensus–acuminatus*: *A. ascensus, Parakidograptus acuminatus, P. primarius*, *Neodiplograptus modestus*, C*ystograptus ancestralis* występują już w łupkach ilastych, krzemionkowych i czertach. Dolną części poziomu *vesiculosus* charakteryzują duże normalograptidy: *N. medius*, *N. rectangularis*, *N. balticus*, znany z Bornholmu i Skanii. Wskaźnikowy *Cystograptus vesiculosus* występuje sporadycznie, podobnie jak to jest w Anglii i Szkocji.

Graptolity wyższej części poziomu *vesiculosus,* charakteryzują się jeszcze większą liczebnością i różnorodnością taksonomiczną. Pojawiają się graptolity monoserialne z rodzajów — *Atavograptus*: *A. atavus* oraz *Huttagraptus* (rodzaj utworzony przez Koreń na podstawie badań materiału z Bornholmu i Uralu): *H. incurvus* oraz *H. praestrachani*. Oprócz tych form pojawiają się po raz pierwszy *Dimorphograptus confertus*, *D. decussatus decussatus*, *Pseudoorthograptus obuti*, *Neodiplograptus elongatus*, *Diplograptus* sp.1, oraz rodzaj *Raphidograptus.*

W pobliżu granicy O/S stwierdzono stopniowe i ciągłe zmiany zarówno w litologii jak jak i w sukcesji fauny. Dane biostratygraficzne wskazują na ciągłość stratygraficzną między ordowikiem i sylurem.

Badany zespół graptolitów wykazuje podobieństwa zarówno do znanych z południowej Walii (E Awalonia), Szkocji (Laurencja) jak i Baltiki. W porównaniu z zespołem graptolitów bałtyckich pewne różnice występują w poziomie *vesiculosus*.

W profilu Bardo–Stawy, maksimum frekwencji akritarch występuje w dolnej części poziomu *vesiculosus.* Zmiany w zespołach akritarchowych są niezależne od litologii. Wyraźny spadek frekwencji ma miejsce w poziomie ?*persculptus* i dolnej części poziomu *ascensus–acuminatus* zarówno w profilu Bardo–Stawy jak i Zalesie Nowe, chociaż litologia w tych profilach jest odmienna. Zmniejszenie frekwencji akritarch w interwale granicznym O/S w obu profilach pozwala na wyróżnienie strefy granicznej w profilu Zalesie Nowe. Obejmuje ona prawdopodobnie poziom ?*persculptus* i część poziomu *ascensus–acuminatus.*

Maksimum frekwencji w dolnej części poziomu *ascensus–acuminatus* pokrywa się ze wzrostem frekwencji Chitinozoa, drugi szczyt frekwencji, w dolnej części *vesiculosus*, z nagromadzeniem nie tylko Chitinozoa ale obecnością ramienionogów, konodontów oraz bioturbacji.

Po raz pierwszy przedstawiono rezultaty zintegrowanych badań zespołów graptolitów i akritarch z pogranicza ordowiku i syluru, sporządzono ich dokumentację, prześledzono ich bioróżnorodność i frekwencję.

Ustalona została sukcesja bio- i litologiczna na pograniczu ordowiku i syluru. Podjęto kwestię ciągłości stratygraficznej w interwale granicznym O/S oraz wydzielono standardowe poziomy graptolitowe w górnym ordowiku–dolnym sylurze. W profilu Bardo–Stawy obserwuje się stopniowe zmniejszanie udziału frakcji piaszczystej, kosztem mułowcowej i ilastej (sekwencja: piaskowce drobnoziarniste, mułowce, iłowce piaszczysto-mułowcowe, iłowce). Zmianom tym towarzyszy stopniowa zmiana barwy osadu od jasnej do ciemnej. Świadczy to o postępującej stagnacji zbiornika morskiego i anoksji, związanej z postglacjalnym pogłębianiem się zbiornika morskiego we wczesnym sylurze.

Pojawienie się pierwszych graptolitów w profilu Bardo–Stawy w iłowcach piaszczysto-mułowcowych poprzedza zmianę facji na typowe „łupki graptolitowe".

Uzyskane fakty litologiczne i paleontologiczne wskazują na ciągłość sedymentacyjną i stratygraficzną między ordowikiem i sylurem. Różnorodność i frekwencja zarówno graptolitów jak i akritarch wzrasta w spągu poziomu *ascensus–acuminatus.*

W dyskusji brali udział: W. Bednarczyk, H. Matyja, K. Zawidzka, M. Waksmundzka, J. Smoleń i prelegentki.

Posiedzenie odbyło się w dniu 25 lutego 2004 r.

Ewa KRZEMIŃSKA: **Bazalty z Mielnika i Kaplonosów: charakterystyka geochemiczna i uwagi petrogenetyczne o późnoprekambryjskiej aktywności wulkanicznej na kratonie wschodnioeuropejskim**

Zaprezentowane zostały wyniki badań geochemicznych wysokomagnezowych, melanokratycznych bazaltów z Kaplonosów i dolerytów z Mielnika, którym zaocznie przypisywana była regionalnie inicjująca rola w neoproterozoicznej (wendyjskiej) aktywności wulkanicznej na kratonie wschodnioeuropejskim. W Polsce późnoprekambryjskie skały wulkaniczne są notowane w licznych otworach wiertniczych na obszarze od Białowieży do Łopiennika, wszystkie w zasięgu basenu lubelsko-podlaskiego, utworzonego na skrzyżowaniu struktur tektonicznych: aulakogenu Orsza–Wołyń (AOW) oraz wschodniego obrzeżenia szwu środkowoeuropejskiego TESZ. Przypuszcza się, że proces ryftowania przebiegał wzdłuż obu kierunków stwarzając strefę węzła potrójnego. Wysokomagnezowe skały wulkaniczne z Kaplonosów to typowe pikryty z zawartością MgO powyżej 12% wag. i sumy alkaliów poniżej 3% wag. W składzie mineralnym rozpoznano pseudomorfozy pooliwinowe w fenokryształach i w tle skalnym, oraz bogate w chrom klinoprokseny z odmianą niskowapniową (pigeonity) i wysokowapniową z szeregu diopsyd–hedenbergit, zasadowe plagioklazy o budowie pasowej, o składzie labrador/bytownit, spinel chromowy i magnetyt.

Na podstawie zawartości pierwiastków głównych i śladowych w serii sławatyckiej wyróżnić można dwie grupy skał wulkanicznych, nie koniecznie w znaczeniu serii: wysokotytanowe toleity oraz niskotytanowe pikryty, ograniczone występowaniem do Wisznic i spągu profilu Kaplonosy. Toleity charakteryzują się stosunkowo niskim współczynnikiem magnezowym #Mg 66–39, niską zawartością pierwiastków dopasowanych Ni i Cr, co wskazuje na znaczny stopień niskociśnieniowej krystalizacji frakcjonalnej. Toleity są wzbogacone w stosunku do N-MORB we wszystkie pierwiastki niedopasowane na poziomie charakterystyk OIB. Natomiast pikryty z Kaplonosów wyraźnie odbiegają od pozostałych próbek swoim prymitywnym składem, ze współczynnikiem magnezowym #Mg> 70 i wysoką zawartością Ni i Cr, co świadczy o niższym stopniu dyferencjacji. Jednocześnie charakteryzują się składem mało wzbogaconym w pierwiastki niedopasowane. Wysokie stosunki LILE/HFSE oraz anomalie Nb, Pb, widoczne, na wielopierwiastkowych diagramach znormalizowanych do prymitywnego płaszcza, dowodzą bardzo wyraźnej kontaminacji materiałem skorupy, nawet w przypadku pikrytów. Koncentracja pierwiastków śladowych w pikrytach i toleitach, ich charakterystyki, kształt wskazują na pierwotne źródło w płaszczu litosferycznym. Brak jest dowodów, że były to dwa źródła. Tylko w przypadku toleitów Mielnika i toleitów Kaplonosów tektonomagmowe diagramy dyskryminacyjne jednoznacznie wskazują na środowisko kontynentalnych pokryw bazaltowych CFB. Niskotytanowe pikryty z Kaplonosów, wzbogacone w La i zubożone w Zr i w Ti, reprezentują nietypowy skład, tak że w żadnym z zastosowanych diagramów nie projektują się w polu kontynentalnych CFB.

Seria sławatycka wykazuje wiele geochemicznych analogii z syberyjską prowincją CFB gdzie erupcje generowane były przez pióropusz płaszcza a towarzyszyła im umiarkowana ekstensja. Pojawienie się pikrytów świadczy o znacznym, lokalnym ścienie-

niu litosfery w tym rejonie. Obecność ubogich w Ti i słabo zdyferencjowanych skał wulkanicznych w Kaplonosach i Wisznicach (rejon południowy) nie musi oznaczać pierwszeństwa w aktywności wulkanicznej. Istnieją przykłady diachroniczności chemicznej stratygrafii, udokumentowane badaniami geochronologicznymi w prowincji CFB Parana.

W dyskusji brali udział: J. Nawrocki, E. Jackowicz, M. Waksmundzka, J. Pacześna, P. Poprawa i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 3 marca 2004 r.

ZAKŁAD GEOFIZYKI

Marek NARKIEWICZ: **Seria węglanowa dewonu i karbonu w podłożu Karpat: stratygrafia, sedymentacja i rola erozji wizeńskiej**

Badaniami objęto głębokie wiercenia w podłożu Karpat Zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego między Cieszynem a rejonem Tarnawy i Rajbrotu. Sedymentacja badanej serii węglanowej odbywała się w basenie epikontynentalnym obrzeżającym od południa kontynent Laurosji. W podłożu występują prekambryjskie skały krystaliczne terranu Brunovistulicum przykryte cienkim, nieciągłym kompleksem dolnokambryjskim.

W niższej części serii węglanowej (dewon środkowy i fran) formalnie ustanowiono trzy formacje, w obrębie których wyróżniono cztery ogniwa. Natomiast wyżej, w słabiej rozpoznanej części profilu, wyróżniono osiem jednostek nieformalnych różnej rangi. Opisane wydzielenia zostały zdefiniowane głównie na podstawie badań reperowego profilu Goczałkowice IG 1 oraz otworów z rejonu Lachowic i Tarnawy. Korelacja między otworami Goczałkowice IG 1 i Krasna 1 koło Cieszyna dowodzi przekraczającego ułożenia serii węglanowej w kierunku południowo-zachodnim. W rejonie Cieszyna, w strefie wyniesienia podłoża prekambryjskiego początek transgresji nastąpił w dewonie środkowym. Wpływ paleoelewacji zaznaczał się w początkowych etapach transgresji, która następnie ulegała pogrążaniu w tym samym tempie, co sąsiednie części zbiornika.

Obserwacje zespołu makroskopowych struktur sedymentacyjnych, inwentarza makrofauny i mikrofacji umożliwiły interpretację środowiska depozycji, oraz następstwa systemów depozycyjnych w czasie. Najszerzej reprezentowane w serii węglanowej są systemy platformy i rampy, natomiast w mniejszym stopniu — szelf węglanowy, wapienno-ilasty, ilasto-węglanowy i klastyczno-węglanowy, a także klastyki przybrzeżne. Wyniki badań potwierdzają ogólną tendencję do spłycania się środowisk depozycji ku południowi, a więc w kierunku wewnętrznych części podkarpackiego wyniesienia Brunovistulicum. Okresowo, zwłaszcza w środkowym dewonie i franie mogły tu panować warunki lądowe, udokumentowane przez obecność, odpowiednio, poziomów paleoglebowych i poziomów erozji.

Na podstawie wyników wcześniejszych badań biostratygraficznych oraz porównań regionalnych wyznaczono przypuszczalny przebieg granic pięter dewońskich, a także granicy dewonu z karbonem. Strop serii węglanowej jest silnie diachroniczny w zakresie dewon górny–środkowy wizen. W dewonie i najniższym karbonie dolnym profilu Goczałkowice IG 1 wyróżniono 12 cykli transgresywno-regresywnych. Do rzadkich przejawów regresji wymuszonej należy obniżenie się poziomu morza we franie (późnym ?) zapisane w postaci poziomów emersji i erozji subaeralnej w ogniwie czechowickim.

Omawiana seria węglanowa przedłuża się ku SW na obszar czeskiej części Śląska Cieszyńskiego i Moraw, w podłożu Karpat i na ich bezpośrednim przedpolu. Stosunek do głębszego podłoża, charakter i następstwo systemów depozycyjnych, a nawet szczegóły rozwoju sedymentacji wykazują daleko idące analogie z odpowiednikami rozpoznanymi z obszaru Polski. Zasadnicza różnica polega na znacznie większych gradientach obocznych zmian facjalnych, związanych z przejściem od facji przybrzeżnych na wschodzie ku systemom stoku kontynentalnego i głębokiego zbiornika oceanicznego na zachodzie. Ponadto, w rejonie podłoża czeskich Karpat, ok 25 km na SW od Cieszyna, stwierdzono paleoelewację podłoża prekambryjskiego z serią węglanową dewonu, zredukowaną do kilkudziesięciu metrów i wykazującą przejawy wieloetapowych procesów krasowych od dewonu późnego po wczesny karbon.

Koniec rozwoju wczesnokarbońskiej platformy węglanowej wiązał się najprawdopodobniej z reżimem ogólnie regresywnym, ale w warunkach zróżnicowanych ruchów bloków. W późnej części wizenu nastąpiło wypiętrzenie tektoniczne, a strop serii węglanowej uległ obocznie zróżnicowanej, ale miejscami znacznej erozji, dochodzącej do 500–700 m. Proces ten zachodził przy udziale zjawisk krasu powierzchniowego i podziemnego. Poprzedził on sedymentację „kulmu" warstw malinowickich i zalaskich w późnym wizenie (zachód) lub wczesnym namurze (wschód). Utwory te, interpretowane przez wcześniejszych autorów jako fliszowe, reprezentują już pierwsze etapy wypełniania zapadliska przegórskiego w rejonie GZW. Tektoniczny mechanizm wypiętrzenia późnowizeńskiego mógł być związany z tworzeniem się wyniesienia frontalnego (forebulge) na przedpolu orogenu morawsko-śląskiego.

W dyskusji brali udział: Cz. Królikowski, L. Miłaczewski, A. Iwanow, J. Grabowski i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 18 listopada 2004 r.

CENTRUM DOSKONAŁOŚCI BADAŃ ŚRODOWISKA ABIOTYCZNEGO

Krzysztof JAWOROWSKI, Magdalena SIKORSKA: **Związek jednostki łysogórskiej z kratonem wschodnioeuropejskim na tle badań sedymentologiczno-petrograficznych osadów kambru**

Do jednostki łysogórskiej należy region łysogórski Gór Świętokrzyskich (*sensu* Czarnocki, 1950) oraz obszar ciągnący się dalej ku NE (podniesienie radomsko-kraśnickie *sensu* Żelichowski, 1972) aż po uskok Kazimierza, interpretowany jako fragment strefy Teisseyre'a-Tornquista lub płytki uskok u czoła nasunięć kaledońskich. Jednostka łysogórska uważana jest bądź za fragment kaledońskiego pasa fałdowo-nasunięciowego (Znosko, 1962, 1996, 1998) rozwiniętego na pasywnej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (Dadlez i in., 1994; Kowalczewski, 2000), bądź za egzotyczny terran wchodzący w skład kaledońskiego orogenu przesuwczego (Pożaryski, 1990, 1991; Pożaryski i in., 1992).

Na podstawie oznaczeń geochronologicznych, wysunięto przypuszczenie (Belka i in., 2000), że jednostka łysogórska, podobnie jak masywy: małopolski i górnośląski, jest fragmentem skorupy z marginalnej części Gondwany a nie kratonu wschodnioeuropejskiego. Jednakże ani oznaczenia wieku składników detrytycznych, ani dociekania biopaleogeograficzne, ani badania paleomagnetyczne, nie dostarczyły przesłanek umożliwiających jednoznacze określenie geotektonicznego charakteru jednostki łysogórskiej. Autorzy referatu podjęli próbę rzucenia dodatkowego światła na ten problem na podstawie analizy petrologicznej i sedymentologicznej.

Materiał do analiz petrologicznych został pobrany z tych samych profilów, w których dokonano wspomnianych wyżej oznaczeń geochronologicznych, a więc z otworów Okuniew IG 1 i Łopiennik IG 1 na kratonie oraz z odsłonięć w rejonie Wiśniówki i Opatowa w jednostce łysogórskiej. Odniesiono się także do utworów kambryjskich z otworu Narol PIG 2 usytuowanego w brzeżnej strefie jednostki łysogórskiej. Badania petrograficzne piaskowców uzupełniono analizami geochemicznymi, do których włączono także skały mułowcowo-iłowcowe.

W celu określenia typu skał występujących w obszarze alimentacyjnym wykonano badania rodzajów kwarcu w piaskowcach z jednostki łysogórskiej i kratonu. Analizowano polikrystaliczność ziarn kwarcu oraz sposób wygaszania światła, a otrzymane wyniki naniesiono na diagramy Basu i in. (1975). Z układu punktów projekcyjnych wynika, że w obszarze źródłowym obu jednostek tektonicznych dominowały skały średnio i silnie zmetamorfizowane. Wniosek ten potwierdziły obserwacje w katodoluminescencji (brak istotnej różnicy między próbkami z obu regionów oraz przewaga ziarn kwarcu o brązowej barwie CL nad ziarnami o niebieskiej CL).

Chemiczny wskaźnik przeobrażeń CIA charakteryzuje się zbliżonymi (wysokimi) wartościami w jednostce łysogórskiej i w kambrze środkowym na kratonie.

Na diagramach dyskryminacyjnych Dickinsona (1985) punkty projekcyjne dla jednostki łysogórskiej i kambru środkowego na kratonie skupiają się w narożu Q (wnętrze kratonu), a dla kambru dolnego przesunięte są w kierunku wyniesionego fundamentu kontynentalnego.

Badania geochemiczne wskazują na granitowy skład skał w obszarze alimentacyjnym oraz na jego usytuowanie na pasywnym brzegu kontynentu. Podobną geotektoniczną interpretację w odniesieniu do łupków z Gór Pieprzowych przedstawił Przewłocki (2000).

W trakcie analizy sedymentologicznej zreinterpretowano wyniki dotychczasowych publikacji i materiałów archiwalnych poruszających bezpośrednio problematykę sedymentologiczną, bądź zagadnienia z nią związane (Dżułyński, Żak, 1960; Radwański, Roniewicz, 1960, 1962; Orłowski, 1968, 1975; Studencki, 1994; Kowalczewski, 2000; Przewłocki, 2000; Żylińska, 2002), zestawiając je z własnymi obserwacjami i publikacjami (Jaworowski, 1978, 1997, 1999). Analizą sedymentologiczną objęto zarówno profile wiertnicze jak i odsłonięcia. Należy tu wymienić otwory wykonane na kratonie wschodnioeuropejskim, tj. Okuniew IG 1, Łopiennik IG 1, Narol IG 1 oraz w jednostce łysogórskiej, tj. Brzezinki IG 1, Jeleniów IG 1 i 2, Narol PIG 2. Rozpatrywane odsłonięcia znajdowały się w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich w rejonie Wiśniówki, Kamecznicy Podmąchocickiej, Klonówki, Wąworkowa, Karwowa, a także w regionie kieleckim w Górach Pieprzowych.

Dane sedymentologiczne świadczą, że zarówno dolno(?)- oraz środkowo-górnokambryjskie osady jednostki łysogórskiej jak i dolno-środkowokambryjskie osady brzeżnej części kratonu wschodnioeuropejskiego reprezentują utwory epikontynentalnej asocjacji silikoklastycznej rozwiniętej w płytkim morzu poddanym działaniu pływów i sztormów. W jej obrębie występują trzy główne grupy facji: (1) piaszczysta; (2) heterolitowa (piaszczysto-mułowcowa) i (3) mułowcowo – iłowcowa. Są one interpretowane następująco (w nawiasach wymieniono nazwy profilów i jednostek litostratygraficznych, w których rozpoznano poszczególne facje).

Facje piaszczyste:

— pływowe piaski brzeżne: płycizny – jęzory piaszczyste + wypełnienia kanałów pływowych (osady z Okuniewa IG 1 i Łopiennika IG 1)

— pływowe piaski szelfu: pływowe grzbiety piaszczyste i pływowe fale piaszczyste + wypełnienia kanałów sztormowych (formacja łupków z Gór Pieprzowych, formacja piaskowców z Wiśniówki, osady z Okuniewa IG 1 i z Łopiennika IG 1).

Facje heterolitowe:

— piaski sztormowe: sztormowe warstwy piaszczyste + wypełnienia kanałów sztormowych, na przemian z mułami szelfu;

— obszar przejściowy od pływowych piasków brzeżnych lub pływowych piasków szelfu do mułów szelfu (formacja łupków z Gór Pieprzowych, formacja łupków z Klonówki, formacja piaskowców z Wiśniówki, osady z Narola IG 1, Narola PIG 2, Okuniewa IG 1 i z Łopiennika IG 2).

Facje mułowcowo-iłowcowe:

— muły szelfu; obszary szelfu nie objęte piaszczystą sedymentacją sztormową, nieliczne cienkie soczewki i laminy piaszczyste związane są z wyjątkowo silnymi sztormami (formacja łupków z Gór Pieprzowych, formacja łupków z Klonówki, osady z Narola IG 1, Narola PIG 2, Okuniewa IG 1 i z Łopiennika IG 2).

Takie same warunki depozycji osadów kambru w jednostce łysogórskiej i na kratonie wschodnioeuropejskim skłaniają do przyjęcia poglądu, że osady te powstały w obrębie miogeokliny rozwiniętej na pasywnej krawędzi kratonu w rezultacie rozciągania prekambryjskiego superkontynentu. Na pograniczu kambru środkowego i górnego, na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego miała miejsce rozległa regresja morza, po której powstały osady górnego kambru i tremadoku. Osady te zostały w znacznym stopniu usunięte w wyniku erozji przedarenidzkiej. Na obszarze lubelskiego skłonu kratonu pokrywa osadów górnokambryjskich i tremadockich zachowała się głównie w jego marginalnej części. Świadczą o tym osady kambru górnego i tremadoku rozpoznane w pobliżu brzegu kratonu otworem wiertniczym Narol IG 1.

Kambr regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich nie był przedmiotem omawianych tu badań. Na podstawie informacji z literatury i wyrywkowych obserwacji własnych, przypuszczamy, że w przypadku przynajmniej górnej części osadów kambru dolnego oraz kambru środkowego regionu kieleckiego, warunki depozycji były identyczne z tymi jakie przypisujemy osadom kambru jednostki łysogórskiej. W obu tych regionach w kambrze gromadziła się epikontynentalna asocjacja silikoklastyczna osadzona w morzu poddanym działaniu pływów i sztormów. Osady kambru występujące w regionie kieleckim także powstały w obrębie miogeokliny rozwiniętej na pasywnym brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego (Baltiki). Zgodnie z naszym ujęciem, należy więc odrzucić tezę o terranowym charakterze nie tylko jednostki łysogórskiej, ale także regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich uznawanego za NE część masywu małopolskiego.

Wniosek, że sedymentacja kambryjska, zarówno jednostki łysogórskiej jak i regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich, miała miejsce w obrębie miogeokliny pasywnego brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego (Baltiki), znajduje m.in. uzasadnienie w występowaniu łupków z Gór Pieprzowych (fm) po obu stronach dyslokacji świętokrzyskiej oraz w dowiedzionej ostatnio obecności osadów górnokambryjskich w regionie kieleckim.

Strefy występowania w utworach kambru facji piaszczystych odpowiadają wyniesionym grzbietom zrotowanych bloków pasywnej krawędzi kontynentu. Bloki te powstały w związku z rozwojem regionalnych uskoków listrycznych w trakcie asymetrycznego rozciągania prekambryjskiego superkontynentu.

Materiał okruchowy osadów kambryjskich Gór Świętokrzyskich dostarczany był z dwóch kierunków: (1) z S i SW, z pozaświętokrzyskiej części masywu małopolskiego, oraz (2) z N i NE, z kratonu wschodnioeuropejskiego. Ważnymi źródłami tego materiału były ponadto śródbasenowe, wyniesione grzbiety zrotowanych bloków pasywnej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego. Materiał okruchowy pochodzący z tych wyniesień transportowany był w obu wspomnianych wyżej kierunkach. Uważamy, że piaskowce z Wiśniówki (fm) reprezentują gigantyczną soczewkę rozwiniętą na płyciźnie związanej z grzbietem zrotowanego bloku podłoża i tkwiącą wśród bardziej głębokowodnych osadów heterolitowo – mułowcowo – iłowcowych (= zazębiające się formacje łupków z Gór Pieprzowych i łupków z Klonówki).

Nie wykluczone, że znane z Gór Świętokrzyskich i przyległej części lubelskiego skłonu kratonu (Dadlez 2001), liczne strefy uskoków (z uskokiem świętokrzyskim włącznie) stanowią odbicie pogrzebanych stref synsedymentacyjnych uskoków listrycznych związanych z kambryjskim etapem rozwoju pasywnej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego. Uskoki te być może stanowiły powierzchnie wielkoskalowych ruchów grawitacyjnych w późniejszych etapach rozwoju Gór Świętokrzyskich. Nasza hipoteza zgadza się z niezwykle skomplikowanym stylem tektonicznym Gór Świętokrzyskich (por. m.in. Znosko 1962, 1984, 1996, 2000, Kowalczewski, Rubinowski *in* Żak 1962, Kowalczewski i in. 1986, Kowalczewski 2000, Stupnicka 1992, Pożaryski, Tomczyk 1993, Mizerski 1995, Bednarczyk, Stupnicka 2000). Obecność wielu uskoków listrycznych towarzyszących rozciąganiu litosfery, może bowiem spowodować tak silne przesunięcia mas skalnych, że w tej samej regionalnej jednostce tektonicznej pojawi się równocześnie zarówno alpinotypny jak i germanotypny styl tektoniczny.

Referat wygłoszony podczas sesji naukowej: „Podstawowe badania geologiczne regionu świętokrzyskiego", która odbyła się w Oddziale Świętokrzyskim PIG w Kielcach.

W dyskusji brali udział: Z. Kowalczewski, M. Narkiewicz, Z. Szczepanik i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 lutego 2004 r.

ODDZIAŁ DOLNOŚLĄSKI

Zbigniew CYMERMAN: **Sudety na mapach ścięcia poziomego**

W ramach realizacji tematu „Przestrzenny model wgłębnej budowy geologicznej Polski — opracowanie numeryczne" przedstawiono nowe mapy ścięcia poziomego z obszaru Sudetów, bloku przedsudeckiego i przyległych terenów monokliny przedsudeckiej. Na nowych mapach ścięcia poziomego wykonanych w skali 1:750 000 przedstawiono: bazalty trzeciorzędowe, utwory kredy górnej, osady triasu górnego, środkowego i dolnego, utwory cechsztynu i czerwonego spągowca, skały wulkaniczne (karbon produktywny–perm dolny), karbon orogeniczny, karbon platformowy, granitoidy waryscyjskie, osady dewonu górnego–karbonu orogenicznego, utwory dewonu, utwory syluru–karbonu orogenicznego (jednostka allochtoniczna struktury bardzkiej), sylur (ofiolity), ordowik–karbon dolny (kompleks kaczawski), ordowik (metamorfik sowiogórski), ordowik–dewon (metabazyty i ultramafity), kambr górny–ordowik dolny (ortognejsy), proterozoik górny–ordowik („serie" suprakrustalne), proterozoik górny–kambr dolny (granodioryty łużyckie) i wend górny. Dokonano podziału metabazytów (ofiolitów) środkowosudeckich na kompleksy ordowicko-dewońskie (na obszarze metamorficznych kompleków: kaczawskiego, kłodzkiego i Rudaw Janowickich) oraz kompleksy sylurskie (ofiolity Ślęży, Nowej Rudy i Braszowic).

Nowy, autorski obraz budowy geologicznej polskiej części Sudetów, bloku przedsudeckiego i przyległych terenów monokliny przedsudeckiej przedstawiono na 12 poziomach ścięcia, wykonanych co 500 m, zaczynając od poziomu –500 m ppm, a kończąc na poziomie –6000 m ppm. W stosunku do opublikowanych pierwotnych map ścięcia poziomego (Kotański red., 1997) nowe dodatkowe poziomy ścięcia dotyczą poziomów: –1500, –2500, –3500, –4500, –5500 i –6000 m ppm.

Na nowej mapie ścięcia z poziomu –500 m ppm w stosunku do mapy z 1997 roku (Kotański red., 1997) zaznaczono dodatkowo: wychodnie bazaltów neogeńskich, wulkanitów stefańsko-dolnopermskich, „serii" suprakrustalnych, metabazytów sowiogórskich i metabazytów kaczawskich. Zmiany w przebiegu granic geologicznych, na mapie z tego poziomu ścięcia dotyczą m.in. utworów kredy górnej na Opolszczyźnie, kulmu morawskiego (wschodniosudeckiego) oraz dewon formacji „vrbneńskiej".

Na nowej mapie ścięcia z poziomu –5000 m ppm w stosunku do mapy z 1997 roku (Kotański red., 1997) zaznaczono wystąpienia tzw. szarogłazów łużyckich, rozciągających się aż po okolice Jeleniej Góry (tzw. parautochton kompleksu kaczawskiego), utworów karbonu orogenicznego i „serii" suprakrustalnych na obszarze depresji śródsudeckiej. Zmiany w przebiegu granic geologicznych dotyczą m.in. utworów karbonu orogenicznego na monoklinie przedsudeckiej (przesuniętych prawie 40 km bardziej na południe). Wzrasta także znacząco procentowy udziału „serii" suprakrustalnych na obszarze wschodniej części bloku przedsudeckiego. Granodioryty wschodniołużyckie dochodzą na tym poziomie aż do doliny Bobru, a utwory kompleksu kaczawskiego w formie dwóch szerokich pasm kontynuują się od okolic Bolkowa po dolinę Nysy Łużyckiej oraz od okolic Wrocławia po Żary Lubuskie.

Na nowej mapie ścięcia z najgłębszego poziomu ścięcia, to jest z głębokości –6000 m ppm zaznaczono jeszcze zachowane w formie wąskiego, południkowego pasa utwory karbonu orogenicznego w depresji śródsudeckiej. Reszta obszaru tej depresji zajęta jest przez sylurskie ofiolity oraz na S, W i NW — przez metabazyty ordowicko-dewońskie i „serie" suprakrustalne górnoproterozoiczno-ordowickie. Na tym poziomie ścięcia na obszarze przedsudeckiej części kompleksu sowiogórskiego występują praktycznie jedynie sylurskie ofiolity. Utwory dewonu–karbonu orogenicznego dochodzą do doliny Baryczy po okolice Milicza i Kępna. Na zachód od Oleśnicy rozciąga się w kierunku NW–SE masyw granitoidów waryscyjskich.

Za repery na wszystkich nowych mapach z różnych poziomów ścięcia uznano regionalne (I-rzędu) uskoki oraz kominy wulkaniczne zarówno intruzji bazaltów neogeńskich, jak i wulkanitów stefańsko-dolnopermskich. Reperów tych brakowało na opublikowanych mapach ścięcia poziomego Polski (Kotański red., 1997).

W dyskusji brali udział: J. Badura, W. Bobiński, S. Cwojdziński, A. Ihnatowicz, W. Kozdrój, M. Michniewicz, G. Nowak, C. Sroga i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 6 stycznia 2004 r.

Zbigniew CYMERMAN: **Podłoże krystaliczne Polski NE na mapach ścięcia poziomego**

W ramach realizacji tematu badawczego „Przestrzenny model wgłębnej budowy geologicznej Polski — opracowanie numeryczne" przedstawiono nowe mapy ścięcia poziomego z obszaru Polski NE. Na nowych mapach ścięcia poziomego wykonanych w skali 1:750 000 przedstawiono utwory: neoproterozoiku–dewonu (intruzje anorogeniczne, sjenity), mezoproterozoiku (kalymu) i paleoproterozoiku. Wśród utworów mezoproterozoicznych wydzielono: granitoidy rapakiwi, anortozyty z leukonorytami oraz diorytoidy. Pośród utworów paleoproterozoicznych rozdzielono skały metazasadowe (amfibolity i metagabra) od skał kwaśnych (granitoidy, gnejsy, migmatyty i granulity).

Nowy, autorski obraz budowy geologicznej polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego przedstawiono na 12 poziomach ścięcia, wykonanych co 500 m, zaczynając od poziomu –500 m ppm, a kończąc na poziomie –6000 m ppm. Wykonano łącznie 82 kolorowe mapy w formacie A3 i w skali 1:750 000. W stosunku do opublikowanych pierwotnych map ścięcia poziomego Polski (Kotański red., 1997) nowe dodatkowe poziomy ścięcia dotyczą poziomów: –1500, –2500, –3500, –4500, –5500 i –6000 m ppm.

Konstrukcja nowych map geologicznych polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego wymagała przyjęcia kilku zasadniczych założeń. Odrzucono powszechnie przyjmowany model magmatyzmu „anorogenicznego", zastępując go schematem rozwoju syntektonicznych plutonów w warunkach regionalnej kompresji (miejscami transpresji). Umiejscawianie się tych plutonów o cechach kompleksów anortozytowo-mangerytowo-czarnokitowo-granitowych (AMCG) kontrolowane było rozwojem regionalnych stref ścinania podatnego. Rozwój takich stref był pospolitym procesem w różnowiekowych pasmach orogenicznych świata i co ważniejsze jest zgodny z danymi strukturalnymi i kinematycznymi z obszaru Polski NE i południowej Litwy. Strefy ścinania powstają synchronicznie we wszystkich etapach umiejscowiania ciał plutonicznych w szerokiego spektrum warunków magmowych do subsolidusowych i ultra wysokotemperaturowych.

Przyjęto model nasunięciowej tektoniki skorupowej w zachodniej części kartonu wschodnioeuropejskiego, co jest udokumentowane analizą strukturalno-kinematyczną ponad 500 otworów wiertniczych z obszaru Polski NE i południowej Litwy, a także odsłonięć z Bornholmu. W modelu tym transport tektoniczny domen strukturalnych i litotektonicznych odbywał się generalnie ku SW lub WWS w wyniku paleoproterozoicznej konsumpcji skorupy oceanicznej w okresie od 1,75 do 1,55 mld lat temu. Kluczowym zagadnieniem przy konstrukcji nowych map ścięcia na obszarze Polski NE było zagadnienie orientacji struktur tektonicznych, głównie regionalnej foliacji S_1. Prelegent do początku 2004 roku zakładał, że orientacja foliacji S_1 jest uwarunkowana regionalnie. Na Pomorzu Wschodnim, Warmii, Mazurach zachodnich i w północnej części Mazowsza foliacja S_1 miała charakteryzować się biegami w kierunku NE–SW, czyli prawie prostopadle niż biegi tej foliacji we wschodniej części Polski. Jednak, prelegent w czasie realizacji omawianego tematu (po ponownej analizie danych źródłowych), a także nowych danych z obszaru Litwy, masywu suwalskiego i profili sejsmicznych Polonaise'97 doszedł do przekonania, że bieg foliacji S_1 jest raczej ustawiony w kierunku zbliżonym do NW–SE, nie tylko dla obszaru Podlasia i Suwalszczyzny, jak wcześniej zakładał, ale także dla regionów Pomorza wschodniego, Warmii i całych Mazur. Upady regionalnej foliacji S_1 będą prawdopodobnie w większości skierowane ku NE do NNE na obszarze całej Polski północno-wschodniej, prawdopodobnie za wyjątkiem amfibolitów okolic Łomży. Taka stała orientacja foliacji S_1 w powiązaniu z dominującym, nasunięciowym, miejscami transpresyjnym reżimem deformacji na obszarze całej polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, a dobrze udokumentowanej na Polesiu, Suwalszczyźnie, południowej Litwie i zachodniej Białorusi, wskazuje na nasuwanie się wyżejległych domen strukturalnych i litotektonicznych ku SW.

Fakt ten znajduje swoje odbicie na nowych mapach ścięcia poziomego, gdzie orientacja licznych soczewowatych w formie ciał skał metabazytowych zapada generalnie stromo ku NE. Ilość, wielkość i zagęszczenie tych megasoczew wyznaczona jest głównie w oparciu o dane grawimetryczne, a zwłaszcza o trzecią pochodną pionową (3 p.p.) (Wybraniec, mat. niepub.). Za repery na wszystkich nowych mapach z różnych poziomów ścięcia na obszarze Polski NE uznano regionalne (I-rzędu) uskoki. Reperów tych praktycznie zabrakło na dotychczas opublikowanych mapach ścięcia poziomego Polski (Kotański red., 1997).

W dyskusji brali udział: M. Michniewicz, G. Nowak, K. Siefert, J. Siemiątkowski, A. Stachowiak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 13 stycznia 2004 r.

Zbigniew CYMERMAN: **Podatne strefy ścinania w regionie mineralizacji rudnych Vareny (Litwa)**

Na Litwie przebiegać ma przypuszczalna granica prekambryjskich terranów o cechach szwu kolizyjnego, określana jako środkowolitewska strefa szwu kolizyjnego (np. Skridlaite, Motuza, 1997, 2001; Bogdanova i in., 2001; Claesson i in., 2001). Granica ta (MLSZ) o prawie południkowym przebiegu rozdziela granulitowy terran (pasmo) zachodniolitewski od amfibolitowego terranu (pasma/domeny) wschodniolitewskiego. W południowej części szwu kolizyjnego MLSZ, na terytorium południowej Litwy w okolicy Vareny rozpoznana jest licznymi otworami wiertniczymi tzw. vareńska strefa rudna. Celem tematu „Zlokalizowane strefy ścinania

a przejawy mineralizacji rudnych z obszaru pogranicza polsko-litewskiego" było wykonanie analizy strukturalno-kinematycznej archiwalnych materiałów wiertniczych z obszaru SW części Litwy i występujących tam mineralizacji kruszcowych, głównie żelazowej (magnetytowej). Mineralizacja taka została rozpoznana w latach 80-tych ubiegłego wieku w okolicy Vareny. Geologia podłoża krystalicznego w okolicy Vareny jest rozpoznana geofizycznie i wiertniczo za pomocą 82 otworów. Kilkadziesiąt dalszych otworów znajduje się na W i SW od okolic Vareny. Rdzenie z tych otworów przechowywane są w magazynie Instytutu Geologicznego w Vievis koło Wilna.

Ze względów finansowych, prelegent nie wykonał analizy strukturalnej i kinematycznej rdzeni z 14 otworów z okolic Vareny. Są to głównie otwory położone w najbardziej rozwierconej centralnej części zbadanego obszaru. Wydaje się, że brak analizy strukturalnej i kinematycznej z tych otworów nie powinien zasadniczo wpłynąć na wnioski wynikające z analizy strukturalnej pozostałych 68 otworów okolic Vareny, a także z badania rdzeni z 32 otworów okolic Lazdijai (na zachód od Vareny) i dalszych 25 otworów z regionu Šalčininkai (Sołeczniki) i Wilna.

Praktycznie wszystkie skały w otworach z okolic Vareny wykazują objawy metamorfizmu dynamicznego, przejawiające się zróżnicowanym rozwojem skał mylonitycznych. W skałach tych występują licznie wskaźniki kinematyczne, wykształcone jako asymetryczne struktury, głównie struktury mylonitycznej typu S–C. Jednak, podatne strefy ścinania są w większości otworów trudne do rozpoznania. Dotyczy to zwłaszcza skał metasomatycznych i migmatytów, w których zaznaczyły się procesy rekrystalizacji związanej z migmatytyzacją i procesami wyżarzania w warunkach matamorfizmu wysokotemperaturowego oraz z umiejscawianiem intruzji. Spowodowało to m.in. trudności w odróżnianiu zmylonityzowanych gnejsów od migmatytów.

Mineralizacja magnetytowa występuje w prawie południkowej strefie o długości ponad 30 km i około 10 km szerokości. Nie można korelować profili litologiczno-mineralogicznych między otworami z rudami Fe w kierunku południkowym. Brak takiej korelacji może sugerować przebieg ciał rudnych raczej w kierunku zbliżonym do równoleżnikowego, a nie jak wcześniej zakładano — południkowego. Główna mineralizacja magnetytowa w skarnach powstała przed procesami podatnego ścinania. Świadczą o tym zdeformowane w warunkach ścinania prostego skały magnetytowe. W czasie procesów transpresyjnych w warunkach facji amfibolitowej doszło do uruchomienia roztworów metasomatyzujących i ich wędrówki pomiędzy przemieszczanymi domenami skalnymi.

Analiza strukturalno-kinematyczna z 68 otworów z okolic Vareny wykazała dominację nasunięciowego charakteru deformacji, który doprowadził do rozwoju licznych podatnych nasunięć pakietów (domen) skalnych ku „górze" wiercenia. Ten typ tektoniki określono jako „cienkoskorupowy". Obok nasunięciowego reżimu deformacji stwierdzono także deformacje przejściowe (nasunięciowo–transpresyjne) i transpresyjne ze składową prawoskrętną. Bardzo rzadkie są struktury ekstensyjne związane z normalnym, podatnym uskokowaniem. Składowa ścinania czystego była drugorzędna i doprowadziła miejscami do powstania struktur fałdowych.

Różnorodne dane (pomiary skrzywienia osi otworu, złuszczenia rdzeni, orientowane bezpośrednio rdzenie) wykorzystano do ustalenia orientacji struktur tektonicznych. Pozwoliły one wyznaczyć biegi foliacji S_m (czasem S_o+S_m) w kierunku zbliżonym do NW–SE lub WNW–ESE i jej upady ku NE lub NNE, rzadko ku SE. W części zachodniej regionu Vareny foliacja S_m może zapadać także ku SW i SSE. Rzadkie i mniej wiarygodne są biegi foliacji S_m w kierunku NE–SW do N–S z upadami ku NW lub SE. Przy tak wyznaczonej regionalnej orientacji foliacji S_m i udokumentowaniu nasunięciowego reżimu deformacji należy zakładać transport tektoniczny domen skalnych skierowany ku SW, zwłaszcza w środkowej części obszaru, gdzie rozpoznano mineralizacje magnetytową. Strefy ścinania o biegach NW–SE i umiarkowanych upadach ku NE uznano za domeny frontalne nasuniętych pakietów skalnych. Strefy ścinania stromo ustawione i zorientowane w kierunku NE–SW zinterpretowano jako domeny lateralne nasuniętych z NE pakietów skalnych. Prawoskrętne przemieszczenia typu przesuwczego charakteryzowałyby NW skrzydła łusek, a przemieszczenia ze składową lewoskrętną — SE skrzydła tej samej łuski.

Bardzo prawdopodobne jest, że liczne wystąpienia rud magnetytowych znajdują się głównie w domenach frontalnych szeregu ponasuwanych ku SW łusek. Łuski takie o wymiarach od kilku do kilkudziesięciu km^2 tworzą stos łusek w okolicy Vareny. Żyły węglanowe zajmują miejsce wzdłuż domen lateralnych niektórych łusek. Skarny z rudami żelaza razem ze skałami maficznymi tworzą odrębne łuski lub znajdują się w stosie łusek.

W dyskusji brali udział: W. Bobiński, W. Kozdrój, M. Michniewicz, G. Nowak, A. Stachowiak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 20 stycznia 2004 r.

Krzysztof URBAŃSKI: **Plejstocen Pojezierza Łagowskiego (rejon Ośna Lubuskiego)**

Pojezierze Łagowskie w rejonie Ośna Lubuskiego cechuje się urozmaiconą morfologią powierzchni terenu i dużym zróżnicowaniem hipsometrycznym. Najwyższą jego częścią jest strefa zaburzeń glacitektonicznych rozciągająca się między Smogórami a Ośnem Lubuskim. Moreny spiętrzone osiągają tu wysokość 145 m n.p.m. Znaczną część omawianego obszaru zajmuje falista wysoczyzna morenowa. W części wschodniej, przylegającej do moren spiętrzonych, osiąga ona wysokość od 105 do 130 m. Wysoczyzna morenowa pocięta jest rynnami, najczęściej przebiegającymi w kierunku NW–SE. Najdłuższa rynna

ciągnie się między Gronowem a Lubiechnią Małą osiągając długość 9 km. W obniżeniach między wysoczyznami morenowymi występują pokrywy stożków sandrowych. W rejonie Rzepina rozciągają się stożki sandrowe Ilianki, które leżą na różnych wysokościach. Ich korelacja wiekowa okazała się jednak niemożliwa. Poziomy te odzwierciedlają proces nakładania się kolejnych stożków sandrowych w czasie wycofywania się lądolodu fazy poznańskiej zlodowacenia wisły.

W środkowej części badanego obszaru, w rejonie Ośna Lubuskiego, występuje płaska dolina przebiegająca południkowo o szerokości dochodzącej do 3 kilometrów. Z uwagi na to, że wzdłuż tej doliny występują kemy, można uważać ją za formę powstałą jeszcze w czasie występowania na tym terenie lądolodu. Jest to zdaniem autora rynna subglacjalna, która po ustąpieniu lądolodu została przekształcona początkowo przez wody roztopowe a w końcu zlodowacenia wisły również przez przepływy rzeczne.

Utwory zaburzone glacitektonicznie odsłaniają się na powierzchni terenu między Smogórami a Ośnem Lubuskim. Jest to fragment strefy zaburzeń rozciągającej się między Sieniawą a Spudłowem. Poza wymienioną wyżej strefą zaburzeń Smogóry–Ośno Lubuskie, deformacje glacitektoniczne stwierdzono również w południowej części badanego obszaru, w osadach zalegających pod przykryciem młodszych utworów niezaburzonych. Analiza archiwalnych profili wiertniczych wykazała istnienie zaburzeń glacitektonicznych także w rejonie Rzepina. Duże zróżnicowanie głębokości i miąższości zalegania pokładu węgla brunatnego w złożu „Na zachód od Sieniawy" może być efektem glacitektoniki. W kilku otworach wiertniczych stwierdzono ponadto niezgodne zaleganie miąższych pakietów utworów trzeciorzędowych na osadach czwartorzędowych.

W otworze kartograficznym Rze-1 w ramach wykonywanych badań geologicznych na obszarze arkusza Rzepin — *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000, nawiercono osady limniczne. Otwór zlokalizowany jest na powierzchni sandru Ilianki 4 km na zachód od Rzepina i 14 km na północny zachód od stanowiska interglacjalnego w Boczowie opracowanego w 1977 przez Janczyk-Kopikową i Skompskiego. W otworze tym położonym na wysokości 62 m n.p.m. nawiercono głęboką rynnę subglacjalną, która została wyerodowana w osadach miocenu dolnego i osiągnęła głębokość 120 metrów p.p.m. Struktura ta, wypełniona jest piaskami, mułkami i glinami pylastymi z okresu zlodowacenia san, o łącznej miąższości 90 metrów.

Ponad utworami akumulowanymi w rynnie subglacjalnej leżą osady zakwalifikowane na podstawie badań palinologicznych do interglacjału mazowieckiego. W ich spągu występuje warstwa szarych piasków o miąższości 8 metrów. Pod względem mineralnym (frakcja minerałów ciężkich, przezroczystych) składają się one z granatu (28,9%), epidotu (19%), amfibolu (13%), dystenu (13%), staurolitu (9%) i glaukonitu (7%). Obniżona zawartość amfibolów i duży udział minerałów odpornych na zniszczenie jest charakterystyczne dla osadów rzecznych. Wyżej występują ciemnoszare piaski jeziorne z rozproszoną substancją organiczną o miąższości 12 m.

Seria interglacjalna kończy się 15 metrową warstwą mułków, iłów szaro-popielatych i gytii z detrytusem roślinnym. Osady występujące na głębokości 57,1–67,9 m zostały opracowane palinologicznie. Obraz pyłkowy zarejestrowany w profilu Gajec wykazuje cechy wspólne z sukcesją profilu Boczów i ma charakterystyczną mazowiecką sukcesję pyłkową.

W dyskusji brali udział: J. Badura, S. Cwojdziński, S. Dyjor, J. Koźma, M. Michniewicz i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 3 lutego 2004 r.

Grzegorz J. NOWAK: **Garść informacji nt. petrografii i stopnia dojrzałości termicznej materii organicznej rozproszonej w dolnokarbońskich skałach kulmu strefy morawsko-śląskiej**

W referacie przedstawiono wyniki badań petrologicznych materii organicznej rozproszonej w dolnokarbońskich osadach fliszu morawsko-śląskiego z formacji andelskohorskiej, hornebeneszowskiej, morawickiej i hradeckiej występujących w odsłonięciach naziemnych na obszarze Opolszczyzny oraz z zachowanego fragmentu profilu otworu wiertniczego Fosowskie IG 2. Nie stwierdzono znacznego zróżnicowania składu i zawartości wyróżnionych komponentów organicznych występujących w badanych formacjach. Oznaczono macerały dwóch grup: witrynitu i inertynitu. Pierwsza z wymienionych grup, reprezentowana jest przez witrodetrynit i kolinit, a także redeponowanej odmiany witrynitu. Inertynit w badanych utworach występuje jako fuzynit i semifuzynit, sklerotynit, a czasem także makrynit, jednak najpowszechniej spotyka się inertodetrynit. Taki skład materii organicznej jest możliwy do wyróżnienia w odniesieniu do rozproszonej materii organicznej (RMO) osadów formacji hornebeneszowskiej, morawickiej i hradeckiej oraz w skałach profilu otworu Fosowskie IG 2. W przypadku utworów najstarszej formacji — andelskohorskiej, które cechują się niskim stopniem metamorfizmu a występująca w nich materia organiczna swoją strukturą typową dla koksów naturalnych, wskazuje na brak wyróżnienia wymienionych powyżej składników petrograficznych RMO i zachowana jest jedynie jako pęcherzykowa masa koksowa.

Skład petrograficzny RMO osadów strefy morawsko-śląskiej jest charakterystyczny dla materii organicznej występującej w utworach prądów zawiesinowych i pozwolił na zdefiniowanie typu substancji organicznej jako humusowego. Niekiedy składa się ona niemal wyłącznie z drobnodetrytycznych fragmentów witrynitu i/lub inertynitu stanowiących humusowy detrytus.

Skład i typ oznaczonej materii organicznej występującej w utworach dolnego karbonu strefy morawsko-śląskiej pozwalają zaliczyć ją do III typu kerogenu.

Stopień dojrzałości termicznej, materii organicznej występującej w osadach dolnego karbonu należy uznać na całym obszarze strefy morawsko-śląskiej za wysoki, a nawet bardzo wysoki. Wartość parametru dojrzałości termicznej *Ro* witrynitu zmienia się w granicach od 1.70 do 2.55% dla utworów występujących na powierzchni oraz od 2,26 do 4,59% w profilu otworu Fosowskie IG 2. Natomiast obecność materii koksowej w utworach formacji andelskohorskiej wskazuje również na zdecydowanie wysoki stopień metamorfizmu organiki. Materia organiczna rozproszona w osadach formacji hornebeneszowskiej oraz morawickiej reprezentuje zarówno stadium katagenezy — główną fazę generacji gazu i kondensatów oraz dojrzałość charakteryzującą stadium metagenetyczne — fazę suchego gazu, podczas gdy próbki formacji hradeckiej charakteryzują jedynie główną fazę generacji gazu stadium katagenetycznego. W otworze Fosowskie IG 2, materia reprezentująca fazę suchego gazu występuje w najwyższej i środkowej części badanego interwału i w miarę wzrostu głębokości rośnie jej stopień uwęglenia aż do wartości charakteryzujących fazę przejrzałą stadium metagenetycznego.

Uwzględniając charakter petrograficzny materii organicznej występującej w osadach dolnego karbonu północnej części strefy morawsko-śląskiej, można by uznać te utwory za hipotetyczne skały macierzyste III typu stanowiące materiał gazotwórczy.

W dyskusji brali udział: A. Bossowski, W. Kozdrój, A. Ihnatowicz, J. Badura, Z. Cymerman, J. Koźma, A. Stachowiaki i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 30 marca 2004 r.

Zbigniew CYMERMAN: **Strefy ścinania w suwalskim masywie anortozytowym — część II (złoże „Krzemianka")**

Prelegent przedstawił wstępne wyniki szczegółowych badań strukturalno-kinematycznych materiału wiertniczego z 65 otworów zlokalizowanych w SW części suwalskiego masywu anortozytowego. Otwory te oraz 8 innych, z których nie zachowano rdzeni, wykonano w latach 1962–1986 w ramach rozpoznania złoża rud ilmenitowo-magnetytowych „Krzemianka" (tabela, poniżej). W otworach tych przewiercono od 319,8 (otwór Krzemianka K-7) do 2822,9 m (otwór Krzemianka K-72) skał krystalicznych. Łącznie w 73 otworach nawiercono ponad 74 000 metrów skał krystalicznych. Podłoże krystaliczne na obszarze złoża „Krzemianka" występuje od głębokości 611,9 m ppm w SE części złoża (otwór Krzemianka K-65) do głębokości 655,9 m ppm (otwór Krzemianka K-49) w N części złoża. Występują tu głównie anortozyty, noryty i ferrolity (Juskowiak, 1998; Wiszniewska red., 1998)

Dane dotyczące wierceń na obszarze złoża „Krzemianka"

Dokumentacja złożowa [autor, rok]	Ilość otworów	Lata wykonania wierceń	Maksymalna miąższość przewierconego krystaliniku w [m] [otwór]	Maksymalna głębokość otworu w [m] [otwór]	Minimalna miąższość przewierconego krystaliniku w [m] [otwór]	Minimalna głębokość otworu w [m] [otwór]	Średnia miąższość przewierconego krystaliniku w [m]	Metraż nawierconego krystaliniku w [m]	Łącznie ilość otworów	Łącznie metraż przewierconego krystaliniku w [m]
Znosko i in. (1965)	18	1962–1965	727,0 [K-4]	1573,5 [K-4]	319,8 [K-7]	1203,1 [K-7]	467,93	8 422,7	18	8 422,7
Subieta i in. (1971)	13	1967–1970	890,0 [K-22]	1775,0 [K-22]	339,0 [K-18]	1201,0 [K-18]	670,38	8 715,0	31	17 137,7
Parecki i in. (1977)	9	1974–1977	1524,4 [K-29]	2384,4 [K-29]	1087,3 [K-30]	1932,6 [K-30]	1382,59	12 433,3	40	29 571,0
Parecki i in. (1981)	17	1979–1981	1450,5 [K-35]	2303,3 [K-35]	680,0 [K-60]	1585,0 [K-60]	1367,18	23 242,1	57	52 813,1
Parecki i in. (1984)	9	1982–1984	1961,4 [K-72]	2822,9 [K-72]	1115,8 [K-68]	1980,0 [K-68]	1351,34	12 162,1	66	64 975,2
Parecki i in. (1988)	7	1985–1986	1405,9 [K-70]	2250,6 [K-70]	1156,0 [K-81]	2100,0 [K-81]	1311,96	9 183,7	73	74 158,9
ŁĄCZNIE	73	1962–1986	1961,4 [K-72]	2822,9 [K-72]	319,8 [K-7]	1203,1 [K-7]	1015,88	74 158,9	73	74 158,9

Heterogeniczne strefy ścinania o różnej miąższości i stopniu wykształcenia stwierdzono praktycznie we wszystkich otworach i zespołach skalnych z obszaru złoża „Krzemianka". Jednak szczególnie liczne i o największych miąższościach (dochodzących do kilku metrów) strefy ścinania podatnego rozwinięte są w N i NE części złoża „Krzemianka". Dotyczy to zwłaszcza otworów Krzemianka K-58, K-44, K-78, K-47, K-48 i K-49. Liczne strefy ścinania podatnego rozpoznano także w otworze Krzemianka K-67, położonym pomiędzy SE i NE obszarami (polami) złożowymi. Niestety nie zachowano rdzeni z 5 otworów strefy rozdzielającej dwa obszary złożowe, co uniemożliwia tam rozpoznanie stref ścinania podatnego. Lokalnie wykształcone strefy ścinania stwierdzono m.in. w otworach Krzemianka K-55, K-71 i K-73 w NE części SW pola złoża „Krzemianka".

Na foliację S_O pochodzenia magmowego (foliacja z płynięcia) jest nałożona współplanarnie foliacja mylonityczna S_M, tworząc najczęściej złożoną strukturą planarną (S_O+S_M). Struktura ta zapada przeważnie pod kątem 45–55°, czasem pod większym kątem, nawet do 75°. Słabo wykształcona lineacja ziarna mineralnego (ekstensyjna) L_M jest zawsze prawie równoległa do kierunku upadu foliacji S_O+S_M. Na ogół, w domenach zmylonityzowanych (podatnych strefach ścinania) w płaszczyźnie prostopadłej do foliacji S_O+S_M i równoległej do lineacji ziarna mineralnego L_M można obserwować wiele różnych asymetrycznych, wskaźnikowych struktur tektonicznych. Struktury te, kluczowe w rozpoznawaniu skał mylonitycznych, umożliwiają określenie zwrotu ścinania prostego (rotacyjnego) w warunkach podatnych. We wszystkich otworach z obszaru złoża „Krzemianka" wskaźniki kinematyczne dokumentują kompresyjny (nasunięciowy) reżim deformacji. W rdzeniach z 66 otworów złoża „Krzemianka" stwierdzono głównie porfiroklasty skaleniowe i piroksenowe typu i , oraz struktury mylonityczne typu S-C, a w obrazie mikroskopowym — skośność mikrowięźby. Bardzo rzadko występują asymetryczne pasemka ścinania typu C' i rybokształtne („rybie") łyszczyki. Na normalne ścinanie podatne wskazują bardzo rzadko porfiroklasty typu

Do ustalenia orientacji struktur tektonicznych z otworów obszaru złożowego „Krzemianka" zastosowano metodę skrzywienia osi otworu. Podczas wiercenia obrotowego gryzer ma tendencję do ustawiania się prostopadle do płaszczyzn anizotropii w rozwiercanej skale. W wyniku tego procesu oś otworu dąży do ustawienia się równolegle do normalnej płaszczyzny anizotropii skały (foliacji). Krzywizna otworów z obszaru złoża „Krzemianka" była mierzona na ogół co 25 m za pomocą inklinometru (IK-2) lub żyroskopu. Najbardziej wiarygodne są dane, gdy foliacja S_O+S_M zapada stale w tym samym kierunku pod średnimi kątami w przedziale głębokości co najmniej kilkuset metrów i przy kącie skrzywienia osi otworu co najmniej 2°. W przypadku bardzo stromych lub pionowych upadów foliacji S_O+S_M przewód wiertniczy może ustawiać się równolegle do kierunku upadu foliacji S_O+S_M (np. w otworze Krzemianka K-4). Nie zmieni to ustalenia biegu foliacji S_O+S_M, lecz kierunek upadu foliacji S_O+S_M będzie różnić się o 180°.

Jednoznaczne wyznaczenie biegu foliacji na obszarze złoża „Krzemianka" nie jest łatwe ze względu na różne geofizyczne metody pomiaru krzywizny otworu (fotoinklinometry magnetyczne różnego typu i żyroskop). Na dewiacje w azymucie miały też wpływ liczne strome strefy uskokowe i partie zbrekcjonowane. Analiza danych wskazuje zdecydowanie na odchylenia osi otworu ku NE, rzędu kilkudziesięciu metrów (np. otwory Krzemianka K-55, K-71, K-6, K-53, K-21, K-54, K-64 i K-34). Odchylenia osi ku N zmierzono w otworach Krzemianka K-17, K-35 i K-25, ku SW w otworze Krzemianka K-4, a ku E w otworach Krzemianka K-26, K-24 i K-5. Generalnie, dane te wyznaczają bieg foliacji S_O+S_M w kierunku zbliżonym do NW–SE i jej upad ku SW. Ustalenia te potwierdzają także w znacznej części tzw. złuszczenia rdzeni (prawie horyzontalne kliważe spękaniowe), które pozwalają wyznaczyć kierunki osi współczesnego pola naprężeń. Znając współczesny stan naprężenia w Polsce NE (prawie południkowy), można wyznaczyć orientacje badanego fragmentu rdzenia względem północy geograficznej. Większość tych danych wskazuje na biegi foliacji S_O+S_M w kierunku NW–SE, co dodatkowo potwierdza analiza stref występowania zespołów skalnych o podobnych asocjacjach mineralnych oraz korelacja między otworami stref mineralizacji rudnych.

W dyskusji brali udział: M. Michniewicz, W. Kozdrój, J. Koźma, G. Nowak, J. Siemiątkowski, A. Stachowiak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 6 kwietnia 2004 r.

Bogusław PRZYBYLSKI, Janusz BADURA: **Czy w Sudetach są ślady kolizji z obiektami pozaziemskimi?**

Kolizje z ciałami pozaziemskimi są coraz powszechniej akceptowane jako istotne procesy geologiczne. Ich natura i końcowe efekty nie są jeszcze do końca zrozumiałe. Badanie ziemskich kraterów meteorytowych jest obecnie wyodrębniającą się gałęzią geologii rozwijającą się szczególnie intensywnie w ostatniej dekadzie. Lista ziemskich kraterów kolizyjnych rozpoznanych na lądach i obszarach szelfowych obejmuje 173 struktury. Szacuje się, że jest to mniej niż 25% tych, które zachowały się na obszarach lądowych. Średnica tych struktur waha się od 15 m do 300 km, a ich wiek od kilkudziesięciu do 2,4 miliarda lat. Zmiana nastawienia wielu badaczy co do potencjalnej uderzeniowej genezy niektórych struktur wynika obecnie z badań astronomicznych nad obiektami, które mogą przeciąć orbitę Ziemi. Z badań tych wyliczono prawdopodobieństo kolizji Ziemi z obiektem o danym rozmiarze. Szacuje się na przykład, że kolizja z asteroidą o wielkości 500 m pozostawiająca krater o wielkości 10 km może następować co 100 000 lat, co szacunkowo wskazuje, że tylko w kenozoiku mogło dojść do 650 tego rodzaju zdarzeń. Obiekt o wielkości 1 km może uderzać w Ziemię co 350 000 lat i utworzyć krater wielkości 20 km. Potencjalnie można zakładać, że takie katastro-

fy w przeszłości geologicznej mogły nastąpić w wielu miejscach na Ziemi pozostawiając ślady w postaci charakterystycznych struktur geologicznych i metamorfizmu uderzeniowego w skałach. Na obszarach o intensywnych ruchach tektonicznych ślady kraterów kolizyjnych są trudniejsze do wykrycia ponieważ zostają zdeformowane lub całkowicie zatarte.

Pierwszym wskaźnikiem potencjalnego krateru kolizyjnego jest kolisty lub prawie kolisty kształt widoczny w topografii lub w ułożeniu struktur geologicznych. Region ten wykazuje zwykle anomalne cechy budowy geologicznej w porównaniu z otoczeniem.

Na podkładzie skonstruowanym na bazie cyfrowego modelu terenu wyznaczono miejsca występowania najbardziej wyrazistych form pierścieniowych w Sudetach i na ich przedpolu. Wytypowano 14 obszarów, które mogły być potencjalnie miejscem kolizji z dużymi asteroidami. Średnica tych struktur wynosi od kilku do prawie 30 km. Największe z nich to ponad 30 km struktura kolista Jeseników, siegająca po polskiej stronie po rejon Głuchołaz i eliptyczna struktura w centrum niecki śródsudeckiej, o dłuższej osi sięgającej 30 km. Struktury o średnicy rzędu 20 km zaznaczają się w rejonie Jawora, Gór Opawskich (struktura wielopierścieniowa?) i na Płaskowyżu Głubczyckim. Miejscem potencjalnej kolizji w odległej przeszłości geologicznej mógł być także rejon Ślęży. Hipotetyczna geneza uderzeniowa struktur kolistych powinna być zweryfikowana pod względem występowania charakterystycznych cech metamorfizmu. Potwierdzenie uderzeniowej genezy jakieś struktury kolistej będzie wymagać przeprowadzenia specjalistycznych badań petrograficznych i mineralogicznych.

W dyskusji brali udział: S. Cwojdziński, W. Kozdrój, M. Lorenc, S. Maciejewski, J. Siemiątkowski, W. Sroka, B. Wajsprych i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 4 maja 2004 r.

Janusz BADURA, Krzysztof BIRKENMAJER, Jacek GRABOWSKI, Marek LORENC, Zoltan PÉCSKAY, Bogusław PRZYBYLSKI, Paweł ZAGOŻDŻON, Witold ZUCHIEWICZ: **Nowe geochronologiczne i paleomagnetyczne dane o trzeciorzędowych bazaltach Dolnego Śląska**

Dolnośląska prowincja bazaltowa znajduje się we wschodniej części środkowoeuropejskiej prowincji wulkanicznej (Central European Volcanic Province — CEVP), o długość prawie 700 km, leżącej na północnym przedpolu Alpidów europejskich, czasami też uważanej za marginalną część rozległej strefy ryftowej, ciągnącej się od Renu, przez Niemcy i Czechy aż do Polski. Na Dolnym Śląsku wyróżnia się kilka głównych centrów, na których zaznacza się koncentracja wystąpień skał wulkanicznych.

Na obszarze Dolnego Śląska, stwierdzono 314 powierzchniowych wystąpień skał bazaltowych, w tym: 156 drobnych żył bazaltowych, 89 fragmentów potoków lawowych, 44 kominy wulkaniczne, 22 kominy i żyły z fragmentami pokryw lawowych oraz 3 izolowane płaty tufów i konglomeratów. Z badań geofizycznych przeprowadzanych metodami magnetycznymi i grawimetrycznymi wynika, że z obszarami występowania bazaltów kenozoicznych na Dolnym Śląsku związane są także tzw. anomalie „bazaltowe", które mogą wskazywać na stosunkowo płytkie występowanie w skorupie ziemskiej, a nawet w pokrywie osadowej, skał wulkanicznych o znacznie większym zasięgu niż te, które ukazują się na powierzchni. Wystąpienia anomalii bazaltowych pokrywają się z wystąpieniami bazaltów na powierzchni, z wyjątkiem regionu położonego między Ziębicami i Nysą, gdzie pod osadami neogeńskimi występują rozległe pola bazaltowe.

Na zachodzie Dolnego Śląska w rejonie Bogatyni i Zgorzelca zaznacza się strefa wulkaniczna związana z ryftem Ohřy. Strefa wystąpień bazaltów w rejonie Lubania Śląskiego prawdopodobnie też jest związana z tym rowem. Zgorzelecko-Bogatyński region związany jest z zachodnim obramowaniem rowu Ohřy, a Lubański ze wschodnim. Wiek kilku wystąpień bazaltowych w rejonie Bogatyni cechuje się znaczną rozpiętością czasową (obejmującą 21 Ma) od 41 do 20 Ma. O przedgórnooligoceńskej aktywności wulkanicznej świadczą całkowicie skaolinizowane wzniesiena bazaltowe odsłaniane w spągu dolnomioceńskich węgli brunatnych w kopalni węgla brunatnegoTurów.

W rejonie Lubania Śląskiego dotychczas wydatowane skały wskazują na górnooligoceńsko-dolnomioceńską aktywność wulkaniczną. Wcześniej przyjmowano ich wiek na miocen środkowy, a nawet górny. W rejonie Rębiszowa bazalty leżą na osadach ilastych górnomioceńskich, uważanych za erozyjnie odizolowany płat korelowany z iłami formacji poznańskiej.

Kolejne centrum zaznacza się na obszarze Złotoryjsko-Jaworskim. Bazalty występują po obu stronach sudeckiego uskoku brzeżnego, a także w pobliżu licznych dyslokacji związanych z późnoalpejską przebudową tego regionu. Pierwsze datowanie w latach 30-tych XX w. wskazywało na oligoceński wiek bazaltów w rejonie Jawora. Jednak przez wiele lat wiek ten był uważany za zawyżony. Przyczyn tak „starego" wieku upatrywano w niedoskonałości zastosowanej metody helowej. Obecnie wykonane badania wykazują, że te najstarsze daty mieszczą się w przedziale czasu, jaki uzyskano po przebadaniu kilkudziesięciu próbek bazaltów z tego regionu.

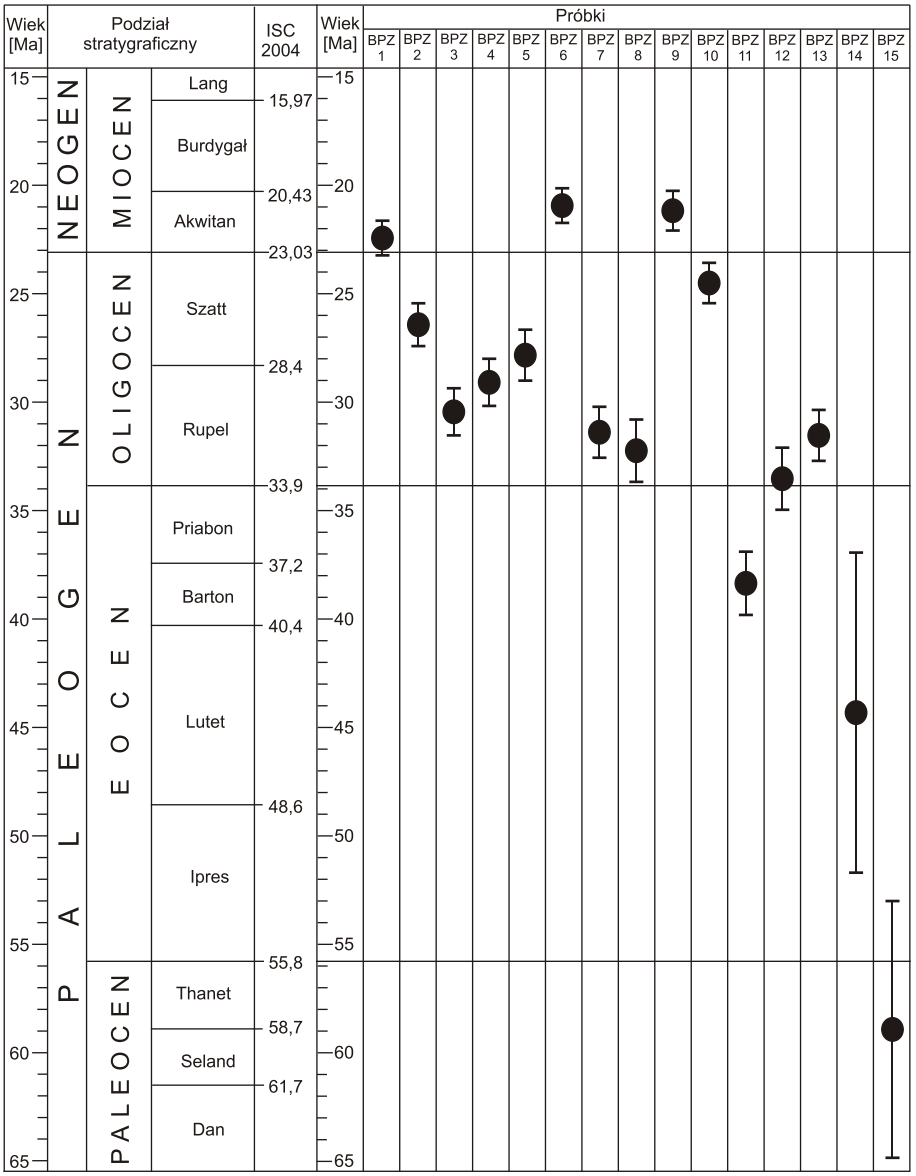
W NE części bloku przedsudeckiego od Wzgórz Strzegomskich po Wzgórza Strzelińskie wystepują niewielkie ciała bazaltowe nie tworzące tak wyraźnych koncentracji. Jedynie w okolicach Niemczy–Targowicy oraz na wschód od Ziębic zaznaczają się ich większe skupienia. W rejonie Dębowca koło Ziębic uważano, że zakończenie działalności wulkanicznej miało miejsce w czasie zlodowacenia środkowopolskiego. Wykonane badania lawy bazaltowej wykazały, że wiek bazaltów jest jednak górno-

oligoceński. Szczegółowe kartowanie ścian kamieniołomu w Dębowcu wykazało, że w kamieniołomie tym lawy bazaltowe leżą na osadach piroklastycznych, a więc są one starsze lub równowiekowe z bazaltami i nie mogą być plejstoceńskie.

Kolejne miejsce, w którym występują kominy i potoki lawowe znajduje się na Opolszczyźnie. Wiek bazaltów występujących w Graczach, Ligocie Tułowieckiej i na G. Św. Anny wskazywał na górnooligoceńską aktywność tektoniczną. Nieznany był natomiast wiek bazaltów w rejonie Nowej Cerkwi. Bazalty te położone są bliżej centrum wulkanicznego w Bruntalu na Morawach, gdzie wylewy miały miejsce w pliocenie i wczesnym plejstocenie. Zachowane osady piroklastyczne przedzielone potokiem lawowym sugerowały, względnie młody wiek tych utworów wulkanicznych. Wykonane datowania wykazały, że erupcje miały miejsce na przełomie oligocenu górnego i miocenu dolnego. Potok lawowy w obrębie osadów piroklastycznch jest starszy niż bazalty wypełniające główny komin wulkaniczny.

Datowano także 2 próbki bazaltów pobranych z rdzeni wiertniczych. Jedną próbkę z otworu Mokrzeszów oraz drugą z otworu Jeżów Sudecki. Otrzymane daty wskazały na ich eoceński i paleoceński wiek. Bardzo mała ilość argonu może być przyczyną zawyżenia wieku obu próbek.

Wyniki datowań bazaltów wykonanych w ramach projektu grantowego 8 T12B 025 20 przedstawiono poniżej.



W dyskusji brali udział: S. Maciejewski, A. Stachowiak i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 8 czerwca 2004 r.

Fritz BROSE, Janusz BADURA: **Sudeckie skały wskaźnikowe występujące w osadach rzecznych i wodnolodowcowych Brandenburgii, Śląska i Wielkopolski**

Zagadnienie wyróżniania skał sudeckich stanowiący niekiedy znaczny komponent w osadach czwartorzędowych nie był przedmiotem systematycznych badań. Jedynie szczegółowo analizowano skład petrograficzny frakcji żwirowej w osadach formacji gozdnickiej. Nie wykonywanie podstawowych obserwacji składu petrograficznego żwirów plejstoceńskich miało swoje konsekwencje w praktyce geologicznej. W Sudetach jak i na ich bezpośrednim przedpolu na ogół nie rozpoznawano osadów rzecznych w tym nawet tworzących wyraźne półki tarasowe. Z kolei we wschodnich Niemczech czasami stwierdzano obecność żwirów, które nie pochodziły z północy ze Skandynawii oraz z południa z Gór Kruszcowych. Jedynym obszarem źródłowym dla tych żwirów mogły być Sudety. Jednak brak systematycznych analiz wskaźnikowych żwirów uniemożliwiał określenie rzeki, która je mogła przynieść lub choćby zlokalizować obszar ich pierwotnego występowania. W Brandenburgii żwiry prawdopodobnie pochodzące z Sudetów stwierdzano zarówno w osadach rzecznych interglacjału mazowieckiego, jak i w pradolinie warszawsko-berlińskiej, a nawet w dolinie Odry na północ od Kostrzyna. Z kolei w Wielkopolsce oraz w rejonie Łodzi znajdowano lidyty o średnicy przekraczającej 20 cm, przypuszczalnie pochodzące z Sudetów.

W tej sytuacji uznaliśmy za istotne wyznaczenie dla każdej z dużych rzek sudeckich charakterystycznego zespołu wskaźnikowych żwirów oraz podjęliśmy się znalezienia obszarów źródłowych żwirów, a właściwie głazików znalezionych w Niemczech. Równolegle z analizą petrograficzną pobierano uśrednione dla danego odcinka rzeki próbki piasków na minerały ciężkie. Analizy minerałów ciężkich wykonuje dr H. U. Thieke.

Przeprowadzone analizy jednoznacznie wykazały, że każda z sudeckich rzek ma indywidualny inwentarz skalny, który zmienia się z biegiem rzeki. Skały mało odporne na transport dominują w Sudetach oraz na ich bezpośrednim przedpolu. Z biegiem rzeki zaczyna dominować materiał odporny na transport. Równoleżnikowe ułożenie wychodni skał paleozoicznych na obszarze Pogórza Kaczawskiego powoduje, że w aluwiach Kwisy, Bobru i Kaczawy zaczynają dominować kwarce żyłowe, oraz różnobarwne skały krzemionkowe, lidyty i zwietrzałe porfiry. Aluwia Bobru i Kaczawy zawierają także czerwone jaspisy oraz agaty. W rejonie Berlina (Ruhlsdorf) znaleziono agat prawdopodobnie pochodzący z rejonu Nowego Kościoła, a w Althüttendorfie melafir z Lubiechowa. Jedynie aluwia Nysy Łużyckiej wyraźnie się różnią od wcześniej wymienionych rzek. Występują w nich duże konglomeraty kwarcowo-lidytowe charakterystyczne dla masywu Jeszteckiego położonego na południe od Gór Izerskich w Czechach oraz jasnoszare skalenie karkonoskie, dochodzące do 1 cm i agregaty kwarcowo-skaleniowe z szaro-niebieskawymi kwarcami pochodzącymi z rozpadu granitów rumburskich.

Rzeki Sudetów Środkowych: Bystrzyca, Strzegomka oraz Nysa Kłodzka mają wiele wspólnych elementów. Są nimi przede wszystkim skały krzemionkowe, w tym czerwone i zielone jaspisy oraz zwietrzałe porfiry i inne permskie skały wulkaniczne. Bystrzyca zawiera dużą ilość gnejsów, których ilość szybko spada w dół rzeki. Istotnym petrograficznie elementem Strzegomki są karbońskie zlepieńce. Kwarce czy lidyty w tych zlepieńcach dochodzą do 15 cm. W tych zlepieńcach obserwuje się stopniowe przechodzenie bezbarwnych kwarców w mleczne do czarnych lub czerwonych. Tego typu konglomerat znaleziono w dolinie Odry na terasie Wriezener, położonej na północ od Kostrzyna, po stronie niemieckiej.

Na przedpolu Sudetów Wschodnich badania przeprowadzono w dolinach 3 rzek: Białej Głuchołaskiej, Osobłodze i Odrze. Osady każdej z tych rzek są diametralnie inne. Biała Głuchołaska transportuje kwarc żyłowy do 10 cm średnicy oraz drobnokrystaliczne kwarcyty z drobnymi blaszkami muskowitu, a czasami zielonego fuksytu. W Osobłodze dominują zielone i brunatne piaskowce i mułówce karbonu dolnego oraz drobne fragmenty skał krzemionkowych. Z kolei Odra na południe od Raciborza zawiera materiał pochodzący zarówno z Karpat Zachodnich jak i z Sudetów. Z Sudetów głównie pochodzi kwarc oraz lidyty, a z Karpat pochodzą czarne i brązowe rogowce i łupki menilitowe oraz pasiaste piaskowce silnie slityfikowane.

Do badań porównawczych pobierano także próbki żwirów pochodzących z plioceńskich osadów rzecznych. W ich składzie petrograficznym dominuje kwarc, często spotyka się lidyty oraz skały krzemionkowe. Ze skał słoboodpornych liczne są permskie skały wulkaniczne oraz karpackie pasiaste piaskowce.

Do tej pory przeprowadzone badania jednoznacznie potwierdziły wcześniejsze przypuszczenie, że z obszaru sudeckiego rzeki wynosiły materiał deponowany w szeroko rozpostartym stożku rozrzutu na wschodzie obejmujący wschodnie rejony Wielkopolski, a na zachodzie rejon Berlina. Największe rozprzestrzenienie z racji swojej odporności mają lidyty i konglomeraty kwarcowo-lidytowe, sudeckie paleozoiczne jak i karpackie mezozoiczno-paleogeńskie skały krzemionkowe, a czasami silnie zwietrzałe porfiry, pasiaste karpackie piaskowce, permskie jaspisy i agaty. Od kilku wieków Bóbr i Kwisa transportuje kawałki kolorowego szkła pochodzącego z licznych hut szkła. Drobne niebieskie szkliwo obecnie można znaleźć we współczesnych osadach Odry koło Frankfurtu.

Analiza materiału żwirowego zawartego w dolnośląskich glinach lodowcowych wskazuje, że materiał skalny był w okresach glacjalnych redeponowany i przemieszczany ku południowi. Gliny zwałowe Płaskowyżu Głupczyckiego zawierają żwiry plioceńskie Nysy Kłodzkiej.

W dyskusji brali udział: S. Cwojdziński, T. Dobosz, A. Stachowiak, K. Urbański i prelegent J. Badura.

Posiedzenie odbyło się w dniu 5 października 2004 r.

Bogusław PRZYBYLSKI: **Geomorfologiczne ślady procesów subglacjalnych w środkowej Wielkopolsce**

Mapa cieniowanego reliefu terenu Wielkopolski, skonstruowana na bazie cyfrowego modelu terenu o rozdzielczości rzędu 1 punktu na 40 (SRTM) ujawniła występowanie na obszarach wysoczyzn, szeregu wielkoskalowych form linijnych wyraźnie nawiązujących do kierunku rynien lodowcowych. Formy te można uznać za glacjalne megalineacje. Tego typu ślady procesów subglacjalnych rozpoznane zostały w wielu miejscach, które są lub były w przeszłości przykryte lądolodem, głównie na obszarze zasięgu lądolodu w Ameryce Północnej i na Antarktydzie. Lineacje te interpretowane są jako wyraźny wskaźnik działalności strumieni lodowych. Długość indywidualnych form subglacjalnych na obszarze Wielkopolski przekracza zwykle kilka kilometrów, a długość całych ciągów dochodzi do kilkudziesięciu kilometrów. Szerokość tych wyraźne wydłużonych wałów dochodzi do kilkuset metrów, a ich wysokość nie przekracza kilku metrów. Niewielka wysokość i duża rozciągłość spowodowała, że formy te nie były dotąd zauważane i wyróżniane w badaniach geomorfologicznych, a obszar ich występowania interpretowany był jako falista lub nawet płaska wysoczyzna morenowa. Obszar wybrany do szczegółowych analiz o powierzchni około 20 000 km^2 obejmuje fragment strefy marginalnej maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia wisły i jej zaplecza, a na północy strefę zasięgu lądolodu w fazie poznańskiej.

Na podkładzie mapy cieniowanego reliefu zaznaczono osie form terenu (linie grzbietowe) z dającym się wyróżnić wydłużeniem (wsp. wydłużenia >1,5). Osobno wyróżniono prostoliniowe grzbiety o szczególnie wyraźnym wydłużeniu i jednolitym ukierunkowaniu (wsp. wydłużenia > 3). Na bazie modelu terenu wyznaczono także granice szerokich dolin rozcinających obszary wysoczyzn. W obrębie wysoczyn wyznaczono ciągi obniżeń, które ze względu na nawiązanie do jezior rynnowych mogą z dużym prawdopodobieństwem stanowić pozostałość kanałów subglacjalnych. Rozmieszczenie jezior rynnowych zaznaczono w oparciu o mapy topograficzne w skali 1:100 000. Do analizy genezy form o potencjalnie glacjalnej genezie wykorzystano 64 arkusze *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali1:50 000. Na podstawie tych map w pierwszej kolejności wyeliminowano spośród analizowanych form wydmy, wyznaczono ciągi wzniesień interpretowane jako ozy, a także moreny czołowe. Zinterpretowane na bazie modelu terenu formy o potencjalnie glacjalnej (marginalnej) i subglacjalnej genezie analizowano na tle map i szkiców zasięgów lądolodu zlodowacenia wisły.

Przeprowadzona analiza wskazuje, że w czasie fazy leszczyńskiej zlodowacenia wisły, przy maksymalnym zasięgu lądolodu lub zbliżonym do maksymalnego, funkcjonował na obszarze środkowej Wielkopolski strumień lodowy, który pozostawił wyraźny ślad w postaci silnie wydłużonych form subglacjalnych. Jego początkowy kierunek NW–SE wykazuje wyraźną dywergencję w miarę zbliżania się do strefy marginalnej. Widoczna w rzeźbie terenu strefa o długości około 70 km i szerokościji 80 km, w miarę zbliżania się do linii maksymalnego zasięgu lądolodu, wykazuje wyraźną dywergencję lineacji. Granice boczne i północna część obszaru funkcjonowania strumienia lodowego nie zaznaczają się wyraźnie, co w części zachodniej spowodowane jest głównie rozmyciem przez wody odpływów pradolinnych, a w części północno-wschodniej zamaskowaniem przez akumulację osadów lodowcowych i wodnolodowcowych podczas fazy poznańskiej. Kształt obszaru występowania subglacjalnych lineacji wskazuje, że są one śladem końcowej strefy funkcjonowania strumienia lodowego o stosunkowo znacznych rozmiarach. Układ kanałów subglacjalnych świadczy o tym, że pierwotny kierunek ruchu lądolodu odbywał się na linii N–S, a po uruchomieniu strumienia lodowego zmienił się na NW–SE. Szczątkowo zachowane lineacje w południowo-wschodniej części międzyrzecza Warty i Noteci wskazują, że w tym rejonie kierunek ruchu strumienia lodowego mógł przebiegać na osi W–E.

Przeprowadzone badania nie pozwoliły rozstrzygnąć czy w czasie pierwszej fazy o kierunku N–S zasięg lądolodu zlodowacenia wisły był większy. Niewątpliwie w czasie funkcjonowania wielkopolskiego strumienia lodowego obszar tzw. zatoki wrzesińskiej nie był pokryty lodem, a zasięg lądolodu wyznaczają niewysokie, ale wyraźne łukowate formy marginalne interpretowane dotąd jako ostańce erozyjne bądź ozy. Ze względu na swe rozmiary strefa występowania wyraźnych form o genezie podlodowcowej jest największym rozpoznanym obszarem rzeźby subglacjalnej w Polsce. Obszar występowania lineacji subglacjalnych wymaga dalszych szczegółowych badań glacidynamicznych. Rejon ten stanowi jednocześnie doskonałe pole badawcze do studiów dynamiki procesów subglacjalnych.

W dyskusji brali udział: J. Badura, S. Cwojdziński i J. Koźma i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 26 października 2004 r.

Maciej R. KŁONOWSKI, Gijs D. BREEDVELD, Per AAGAARD: **Zanieczyszczenie produktami ropopochodnymi czwartorzędowego poziomu wód podziemnych oraz procesy biodegradacji, Międzynarodowe lotnisko Oslo-Gardermoen, SE Norwegia**

Leakage of jet fuel from an oil skimmer has resulted in soil and groundwater contamination at the fire fighting training site of the Oslo international airport. The site is located on top of an unconfined sandy aquifer formed by the Gardermoen ice contact del-

ta. A very strong relationship between hydrogeological settings and spatial distribution of the hydrocarbons has been observed. Hydrocarbons leaching from the sediments constitute a source of dissolved BTEX and naphthalene. Elevated concentration of dissolved hydrocarbons coincides with the zone of contaminated sediments. Concentration of dissolved hydrocarbons, electron acceptors and metabolic by-products has revealed concomitant changes in space and in time, in response to groundwater fluctuations. Correlation between high concentrations of hydrocarbons, elevated alkalinity and depleted electron acceptors supports the hypothesis that intrinsic bioremediation has been taking place at the site. Naphthalene, however, has been found persistent under anoxic conditions. Calculations of biodegradation potential indicates that Fe(III) reduction, methanogenesis, nitrate and sulphate reduction are the main factors controlling biodegradation.

W dyskusji brali udział: K. Seifert, J. Koźma, A. Wojtkowiak, A. Stachowiak, A. Ihnatowicz, S. Cwojdziński i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 9 listopada 2004 r.

Anna KOWALSKA, Krzysztof URBAŃSKI: **Kenozoik przedpola Sudetów w rejonie Wądroża Wielkiego i Legnicy — wyniki badań geologicznych prowadzonych wzdłuż modernizowanej autostrady A4**

W 2003 roku Państwowy Instytut Geologiczny rozpoczął pilotażowe prace geologiczne wzdłuż modernizowanego odcinka autostrady A4. Celem tych prac było ustalenie ogólnych zasad zbierania i przetwarzania danych geologicznych wzdłuż prowadzonych inwestycji liniowych dla potrzeb realizacji i aktualizacji *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000.

Badania prowadzono na odcinku autostrady między Budziszowem a Legnicą. W trakcie prowadzonych badań udokumentowano różne kompleksy strukturalne: staropaleozoiczne gnejsy Wądroża Wielkiego, fyllity i łupki krystaliczne należące do strefy kaczawskiej, osadowy kompleks neogeński oraz rzeczne i glacjalne osady czwartorzędowe.

Na wychodniach gnejsów oraz fyllitów rozwinęły się pokrywy wietrzeniowe. Zewnętrzne partie wychodni podłoża krystalicznego zwietrzały tworząc pokrywę regolitową barwy czerwonej i żółtej. Zwietrzała skała mimo zmiany cech fizycznych i chemicznych nadal zachowuje pierwotne struktury i tekstury skał wyjściowych. Powstanie tych osadów można wiązać z miocenem środkowym. Na regolitach obserwowano redeponowaną pokrywę zwietrzelinową zawierającą domieszkę allochtonicznych, obtoczonych ziarn kwarcu i pył kaolinowy. Ich powstanie można wiązać z pliocenem.

Osady formacji poznańskiej, należące do ogniwa iłów szarych i pstrych odsłaniały się w spągu formacji gozdnickiej. Osady formacji gozdnickiej były pierwotnie szeroko rozprzestrzenione na obszarze przedsudeckim. Obecnie tworzą one pokrywy różnej wielkości i zmiennej miąższości. Na powierzchni odsłaniają się one punktowo od Sośnicy po Wądroże Wielkie. W pobliżu autostrady osiągają miąższość ponad 10 m. Osady rzeczne charakteryzują się dwudzielnością. W spągu dominuje frakcja piaszczysta z przewarstwieniami mułków i piasków pylastych. W stropie przeważają piaski i żwiry.

W rejonie wysoczyzn, występują na powierzchni silnie zwietrzałe szare gliny lodowcowe i piaski wodnolodowcowe. Analizy petrograficzno-mineralogiczne wykazały, że mamy do czynienia z glinami glacjalnymi związanymi z okresem zlodowacenia sanu.

Leżący na nich drugi horyzont glin zwałowych można wiązać już ze stadiałem (zlodowaceniem) odry. W stropie są one zwietrzałe, pozbawione wapieni we frakcji żwirowej. Barwa glin przechodzi od jasnobrązowej do szarej. Sporadycznie w obrębie wodnolodowcowwych osadów piaszczystych, występują mułki zastoiskowe wskazujące na obecność glacjalnych zbiorników wodnych.

W rejonie Nowej Wsi Legnickiej występują niewielkie wzgórza zbudowane z osadów piaszczystych. Cechy sedymentologiczne, syn- i postdepozycyjne struktury dysjunktywne wskazują na kemową ich genezę. Dominujący udział piasków neogeńskich oraz mała ilość żwirów pochodzących z północy wskazuje na redepozycję miejscowych piasków złotonośnych.

Szczegółowe analizy sedymentologiczne dowiodły, że na obszarze przedpola Sudetów serie klastyczne tworzyły się w środowiskach rzecznych (rzeki roztokowe, rzeki meandrujące) oraz zastoiskowych. Cykle aluwialne obu różnowiekowych wydzieleń znacząco różnią się pod względem litofacjalnym, w taki sposób, że w warunkach terenowych istnieje możliwość sprawnego i jednoznacznego ich rozdzielenia. Cieki plejstoceńskie, odzwierciedlające reżim hydrologiczny lądolodu, miały charakter proglacjalny. Były to rzeki płytkie, o nieustabilizowanym systemie koryt, natomiast niskoenergetyczne cieki neogeńskie, tworzące rozległe plateau aluwialne, cechowała intensywna agradacja osadów, co jest dowodem na istnienie wzmożonej subsydencji przedpola Sudetów. Między innymi, dzięki takim warunkom, zachować się mogły drobnoklastyczne utwory pozakorytowe, rozwijające się na równiach zalewowych czy w starorzeczach. Obecność licznych szczątków makroflory w osadach ilastych formacji gozdnickiej wskazuje na ciepły, sprzyjający wegetacji klimat. Jest to również wskaźnik umożliwiający makroskopowe odróżnienie pelitów neogeńskich od pelitów glacilimnicznych tj. warwitów. Te ostatnie stanowią ekwiwalent kopalnych, proglacjalnych zbiorników zastoiskowych i wykształcone są w postaci rytmitów. Formują one na badanym terenie rozległe horyzonty rozwinięte na glinach glacjalnych bądź iłach formacji poznańskiej. Osady glacilimniczne reprezentują subśrodowisko równiny dennej zbiornika/zbiorników, a obecność w ich budowie dropstonów dowodzi terminoglacjalnej pozycji jezior.

Dotychczas nie notowanym w tak dużej skali zjawiskiem jest obecność struktur deformacyjnych zapisanych zarówno w osadach glacjalnych jak i w stropie osadów neogeńskich. Są to zarówno deformacje wywołane naciskiem lądolodu na podłoże jak i struktury gęstościowe wywołane tonięciem lub pogrążaniem żwirów w materiale mułkowym. Pogrązy prawdopodobnie powstawały w warunkach klimatu peryglacjalnego, w czasie częstych cykli zamarzania i rozmarzania osadów.

Orientacja mezostruktur glacitektonicznych wskazuje na nacisk lądolodu z północnego zachodu. Masyw skał metamorficznych w rejonie Udanina blokował poruszanie się lądolodu w kierunku południowo-wschodnim. W strefie kontaktowej tworzyły się glacitektoniczne struktury kompresyjne.

W czasie zlodowacenia bałtyckiego na całym obszarze zachodziła akumulacja eoliczna. Pokrywa lessów ma zmienną grubość od 0,5 m do 1,5 m. Ze względu na jej znikomą miąższość nie była ona przedstawiana na powojennych mapach geologicznych.

W dyskusji brali udział: J. Badura, Z. Cymerman, J. Czerwonka, W. Kozdrój, J. Koźma, M. Michniewicz, A. Stachowiak i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 7 grudnia 2004 r.

ODDZIAŁ GÓRNOŚLĄSKI

Martyna GUZIK, Piotr LISZKA, Andrzej PACHOLEWSKI, Marcin ZEMBAL: **Wpływ legislacji Unii Europejskiej na zmiany w polskim systemie monitorowania wód podziemnych**

Istotna rolę w dostosowywaniu polskiego prawa do prawa Unii Europejskiej, odgrywa prawodawstwo związane z jakością i ochroną wód przed zanieczyszczeniem, w tym prawo dotyczące warunków oczyszczania ścieków. Podstawowe akty prawne Unii Europejskiej to: dyrektywy, zalecenia, uchwały, rozporządzenia oraz decyzje. Dyrektywy stanowią główne narzędzie polityki ekologicznej dotyczącej jakości zasobów wodnych i ochrony wód w obszarze Unii Europejskiej. W Państwach Członkowskich i kandydujących, dyrektywy są wprowadzane w życie poprzez ustawy oraz inne akty normatywne, przy czym państwa te mogą same określać sposób ich włączania do swoich systemów prawnych.

Istotna rola polityki wodnej oraz monitoringu jakości wód podziemnych została szczególnie uwypuklona w Dyrektywie 2000/60/EC Parlamentu Europejskiego i Rady Unii Europejskiej z dnia 23 października 2000 roku, w sprawie ustanowienia ram dla działalności Wspólnoty w dziedzinie polityki wodnej. Dyrektywa ta, zwana potocznie Ramową Dyrektywą Wodną Unii Europejskiej, zawiera wytyczne dotyczące monitoringu wód podziemnych. Wprowadzając zintegrowane zarządzanie jakością wody, Dyrektywa Ramowa ustala zależności między różnymi dyrektywami i eliminuje szereg niekonsekwencji występujących między nimi.

Począwszy od lat siedemdziesiątych, wydano szereg ważnych dyrektyw dotyczących problematyki ochrony wód; poniżej przedstawiono niektóre z nich:

— jakość zasobów wodnych służących jako źródło wody do jej poboru dla zaopatrzenia ludności w wodę (75/440/EWG) oraz zmieniająca tą dyrektywę, nowa, dotycząca jakości wody wodociągowej przeznaczonej do picia (80/778/EWG) oraz jakości wody mineralnej dla konsumentów;

— metody pomiaru i częstotliwość pobierania próbek oraz analiz wód powierzchniowych przeznaczonych do poboru wody pitnej w Państwach Członkowskich (79/869/EWG);

— ochrona wód podziemnych przed niebezpiecznymi substancjami (80/68/EWG);

— ochrona wód przed zanieczyszczeniem azotanami pochodzącymi z rolnictwa (91/676/EWG);

— zintegrowane zapobieganie i ochrona przed zanieczyszczeniem (96/61/UE).

Głównym celem Ramowej Dyrektywy Wodnej jest zapewnienie ochrony wód w Państwach Członkowskich Unii Europejskiej. Osiągnięcie tego celu planuje się m.in. poprzez: ustanowienie zlewniowej procedury ochrony zasobów wodnych, przyjęcie strategii dla ochrony wód przed zanieczyszczeniem, włączenie się całego społeczeństwa w ochronę wód.

Zgodnie z Dyrektywą Ramową dobra jakość wód powierzchniowych i podziemnych powinna być osiągnięta przynajmniej po 15 latach od daty wejścia tego aktu prawnego w życie.

Po raz pierwszy w prawodawstwie wodnym Unii Europejskiej odniesiono się do zagadnienia ilości wody, co jest związane z narastającą presją w państwach Unii, dotyczącą ciągłego wzrostu zapotrzebowania na wodę dobrej jakości.

Dyrektywa Ramowa wymaga aby w Państwach Członkowskich Unii dla wykonania przeglądu stanu wód w wybranych regionach zlewniowych, zostały ustanowione programy: monitorowania wód powierzchniowych w zakresie stanu ekologicznego i stanu chemicznego oraz monitorowania wód podziemnych w zakresie stanu ilościowego i stanu chemicznego.

Dyrektywa zmierza w kierunku stworzenia jednolitego i spójnego systemu monitoringu stanu wód w Unii Europejskiej. Specjalnego znaczenia nabierają transgraniczne systemy obserwacyjne.

Wodna Dyrektywa Ramowa, po jej przyjęciu, stała się wykładnią prawną dla Państw Członkowskich, w tym Polski.

Zapisy dotyczące monitoringu wód podziemnych znalazły się w uchwalonej w 2001 r., a znowelizowanej w 2002 r. Ustawie Prawo wodne. Ze względu na wymagania Ramowej Dyrektywy Wodnej dotyczące oddzielnego potraktowania programów w zakresie stanu ilościowego oraz jakościowego wód podziemnych, w ustawie Prawo wodne, obowiązek oceny jakościowej wód podziemnych powierzono (w art. 49, ust. 1) Inspekcji Ochrony Środowiska, a ilości Państwowej Służbie Hydrogeologicznej (art. 105, pkt. 1 oraz art. 106).

Szczególne znaczenie dla prowadzenia badań monitoringowych ma Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 11 lutego 2004 r. w sprawie klasyfikacji dla prezentowania stanu wód powierzchniowych i podziemnych, sposobu prowadzenia monitoringu oraz sposobu interpretacji wyników i prezentacji stanu tych wód. Kluczowym aktem prawnym stało się Rozporządzenie Rady Ministrów z dnia 10 grudnia 2002 roku, w sprawie przebiegu granic obszarów dorzeczy, przyporządkowania zbiorników wód podziemnych do właściwych obszarów dorzeczy, utworzenia regionalnych zarządów gospodarki wodnej oraz podziału obszarów dorzeczy na regiony wodne.

Wymagania dotyczące jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi są określone w Rozporządzeniu Ministra Zdrowia z dnia 19 listopada 2002 r. (Dz. U. Nr 203, poz.1718).

Zbiorniki wód podziemnych narażone na oddziaływania antropogeniczne, należy objąć monitorowaniem lecz muszą spełniać co najmniej jeden z poniższych warunków:

— zasoby dyspozycyjne są większe od 10 000 m^3/d;

— stanowią jedyne źródło zaopatrzenia w wodę;

— parametry hydrogeologiczne przynajmniej jednej z warstw wodonośnych zbiornika spełniają warunki: miąższość powyżej 5 m, przewodność ponad 50 m^2/d, wydajność potencjalna studni powyżej 5 m^3/h;

— zlokalizowane są w obrębie obszarów chronionych;

— zlokalizowane są w obszarach przygranicznych, gdzie występują lub mogą występować przepływy transgraniczne wód.

Zgodnie z Ustawą Prawo Wodne art. 106, Państwowa Służba Hydrogeologiczna posiada i utrzymuje sieć stacjonarnych obserwacji wód podziemnych oraz zespoły do spraw ocen i prognoz hydrogeologicznych.

W dyskusji brali udział: B. Gajowiec i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 29 stycznia 2004 r.

Maria KARWASIECKA, Jadwiga WAGNER, Przemysław BUKOWSKI, Jan KWARCIŃSKI: **Koncepcja wykorzystania wód geotermalnych w antropogenicznym zbiorniku byłej Kopalni Węgla Kamiennego „1 Maja"**

Z uwagi na przyjęte deklaracje dotyczące ochrony klimatu (Szczyt Ekologiczny w Rio de Janeiro — 1992 r., Konferencja Klimatyczna w Kioto — 1997 r.) oraz obowiązujące w krajach Unii Europejskiej dyrektywy, nakładające restrykcyjne limity dopuszczalnych emisji produktów spalania do atmosfery, konieczna jest w Polsce zmiana struktury bilansu energetycznego dotychczas opartego w głównej mierze o spalanie węgla (ponad 60% udziału w strukturze bilansu nośników energii pierwotnej). Politykę państwa w tym zakresie wyznaczają założenia sprecyzowane w dokumencie „Strategia Rozwoju Energii Odnawialnej" (zatwierdzona do realizacji uchwałą Sejmu RP z dnia 23.08.2001 r.), gdzie zakłada się wzrost udziału Odnawialnych ródeł Energii (O E) do 7,5% w 2010 r. oraz do 14% w 2020 r.

Należy zwrócić uwagę, że wysokie koszty początkowe związane z wdrażaniem O E, w tym również instalacji geotermalnych, w stosunku do uzyskania analogicznej mocy ze źródeł konwencjonalnych, stanowią barierę dla szerokiego ich zastosowania w sektorze energetycznym.

W wodach kopalnianych gromadzonych w antropogenicznych zbiornikach powstałych po zlikwidowanych kopalniach zakumulowane są zasoby energii cieplnej, które mogą być pozyskane przy stosunkowo niskich nakładach finansowych, zwłaszcza jeśli instalacja geotermalna zostanie zbudowana z wykorzystaniem infrastruktury pozostałej po nieczynnej kopalni.

Autorzy opracowali wstępną koncepcję wykorzystania energii wód geotermalnych, zretencjonowanych w wyrobiskach górniczych byłej kopalni „1 Maja" położonej w SW części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW). W czasie trwającej od ponad 40 lat eksploatacji węgla kamiennego (łączną masę wydobytego węgla oszacowano na 76 mln ton), prowadzonej przede wszystkim systemem ścianowym z zawałem stropu, górotwór został silnie udrożniony i odwodniony.

Przedmiotem eksploatacji były głównie pokłady węgla zalegające w warstwach brzeżnych wykształconych w facji iłowcowo-piaskowcowej z niewielką przewagą skał ilasto-mułowcowych leżących nad piaskowcami. Udostępnienie pokładów węgla było prowadzone na poziomach 215, 280, 410, 610 i 850 m. Rozpoczęto prace związane z udostępnieniem poziomu 1040 m (pogłębienie szybu VI do głębokości 1080 m oraz wykonanie podszybia na poziomie 1040 m). Eksploatację węgla przerwano ze względów ekonomicznych. W roku 2001 rozpoczęto stopniowe zatapianie wyrobisk podpoziomowych poniżej poziomu 850 m wodami dopływającymi na ten poziom. W dniu 27.09.2001 r. zakończono pompowanie wody z poziomów 410 i 850 m. Zapoczątkowano proces zatapiania kopalni całym dopływem naturalnym. Ze względu na połączenie wyrobisk byłej kopalni „1 Maja" z aktualnie czynną kopalnią „Marcel", do zatopienia przewidziano wyrobiska górnicze położone poniżej poziomu 610 m, gdzie znajduje się próg przelewowy pomiędzy ww. zakładami.

Samozatopienie zakładu, w efekcie utworzenie zbiornika antropogenicznego, nastąpi w wyniku zalania wyrobisk wodami z dopływu naturalnego. Szacunkowy czas zatapiania, w zależności od wielkości dopływów może wynieść od kilku do ponad trzy-

dziestu lat. Przy założeniu malejącego zasilania tego zbiornika wodami tylko z byłej kopalni „1 Maja", dopływem wód naturalnych poniżej 0,5 m^3/min, spodziewany czas częściowego zatapiania zakładu (od poz. 850 m do poz. 610 m) trwać będzie około 32 lata. Z punktu widzenia realizacji proponowanej instalacji geotermalnej, jest to czas zbyt długi, dlatego autorzy rozpatrzyli możliwość dodatkowego zasilania zbiornika antropogenicznego byłej kopalni „1 Maja" wodami pochodzącymi z odwadniania kopalni „Marcel". Wzrost dopływu wody od ok. 0,5 do 2 m^3/min skróci czas piętrzenia wód dołowych w wyrobiskach do około 6 lat. W tym czasie, jak założyli autorzy, wody dołowe w zbiorniku antropogenicznym osiągną temperaturę otaczającego ośrodka skalnego (na głębokości 850 m temperatura naturalna górotworu wynosi 37^{o}C). Ciepłe wody geotermalne, mogą być eksploatowane ze spodziewaną wydajnością ok. 120 m^3/h, za pomocą przysposobionych do tego celu szybów górniczych. Energia cieplna (ok. 2 MW) skumulowana w wodach wypełniających zroby (ok. 7 mln m^3), może być komercyjnie wykorzystana w komunalnej sieci ciepłowniczej dla celów grzewczych i przygotowania ciepłej wody użytkowej w przykopalnianym osiedlu.

Zagospodarowanie niskotemperaturowych wód kopalnianych jest możliwe przy zastosowaniu sprężarkowych pomp cieplnych, do napędu których wykorzystany może zostać blok elektryczno-ciepłowniczy zasilany metanem (gaz kopalniany). W okresie likwidacji kopalni do czerwca 2003 r. ze złoża kopalni istniejącą siecią odmetanowania ujęto około 12 mln m^3 metanu. Ogółem w okresie 2000–2010 ze złoża zlikwidowanej kopalni „1 Maja" planuje się ujęcie systemami podziemnego odmetanowania około 40 mln m^3 metanu. Należy podkreślić, że szacunek ten obarczony jest wysokim stopniem niepewności z uwagi na brak doświadczeń odnośnie zachowywania się sieci otworów drenażowych w procesie likwidacji kopalni. Przedstawiona koncepcja konwersji strumienia wody kopalnianej na energię cieplną przyczyni się do ograniczenia emisji gazów cieplarnianych do atmosfery, a także zmniejszenia ilości odprowadzanych wód dołowych do Odry za pośrednictwem kolektora „Olza".

W dyskusji brali udział: A. Pacholewski, I. Pluta i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 5 lutego 2004 r.

Marek MARKOWIAK: **Barwa skał wendyjskich i jej związek z metamorfizmem cz. I**

Powstało kilka zasadniczych koncepcji dotyczących metamorfizmu skał paleozoicznych i prekambryjskich w regionie krakowsko-lublinieckim, w zachodniej części bloku małopolskiego. Pierwsza i najpopularniejsza z nich to koncepcja metamorfizmu regionalnego (Ryka, 1971, 1973, 1978; Ekiert, 1971; Heflik i in., 1975; Harańczyk i in., 1980; Truszel, 1994). Według Ryki (1973) skały te uległy metamorfizmowi w facji zieleńcowej zony chlorytowej i w płytszej strefie zony biotytowej. Natomiast za przejaw metamorfizmu kontaktowego (na kontakcie z granitoidami), przez większość autorów uznawane są jedynie przeobrażenia prowadzące do zmiany cech strukturalnych skał, a więc pojawienie się przede wszystkim struktur sitowych i hornfelsowych. Skały tego typu w omawianym regionie mają ograniczony zasięg i występują przeważnie do kilkudziesięciu centymetrów od kontaktu z granitoidami.

Odmienny pogląd prezentuje Łydka (1971, 1973) twierdząc, że skały prekambryjskie są na pograniczu trwałości skał osadowych i inicjalnych procesów metamorfizmu. Natomiast część skał została selektywnie zmieniona termicznie przez liczne intruzje magmowe. Zbliżone są poglądy Karwowskiego (1988), który uważa, że mamy tu do czynienia jedynie z metamorfizmem hydrotermalnym wywołanym magmatyzmem, a oddziaływanie roztworów pomagmowych, z którymi związana jest również mineralizacja miedziowo-porfirowa, powoduje przemiany odpowiadające facji zieleńcowej metamorfizmu regionalnego.

Wychodnie skał wendu zajmują dość duże obszary na powierzchni podmezozoicznej w zachodniej, krawędziowej części bloku małopolskiego (Buła i in., 2002). Skały wendu reprezentowane są głównie przez utwory ilasto-mułowcowe, z mniejszym udziałem piaskowców, zwykle drobnoziarnistych, znacznie rzadziej spotyka się tu niewielkie wkładki zlepieńców. Jak wynika z obserwacji, wykazują one zróżnicowaną barwę: seledynową, szaro-zieloną, szarą (od jasno- do ciemnoszarej) i czarną, niekiedy również czerwono-brązową lub szaro-fioletową. Barwa czerwono-brązowa jest charakterystyczna przede wszystkim dla skał ilasto-mułowcowych. Przyczyną czerwono-brązowej barwy jest kilku lub kilkunasto-procentowa domieszka rozproszonego pyłu hematytowego wielkości rzędu 0,0X mm.

Interesujące spostrzeżenia przyniosły badania wykonane w obszarze położonym około 5 km na ESE od Żarek, w otworach 133-Ż, 144-Ż i 45-BN (Lasoń, Markowiak, 2001). Zaznacza się tu wyraźna strefowość zabarwienia skał. Skały nawiercone w wyżej wymienionych otworach leżących w centrum badanego obszaru charakteryzują się ciemnoszarą i czarną barwą, w kilku otaczających otworach stwierdzono występowanie skał o szaro-zielonej barwie. Natomiast skały w bardziej oddalonych otworach (w odległości większej niż 1500 m od centrum) charakteryzują się jasnoszaro-zieloną barwą (lokalnie z reliktami barwy czerwono-brązowej). Jednocześnie w skałach nawierconych w tych otworach obserwuje się przejawy działalności roztworów hydrotermalnych — najbardziej intensywne w skałach z otworów centralnych i zanikające w kierunku otworów peryferyjnych.

Badania skał o różnej barwie pozwoliły na stwierdzenie kilku prawidłowości: wraz ze zmianą zabarwienia od czerwono-brązowej do szaro-zielonej następuje wzrost zawartości krzemionki, spadek zawartości żelaza (przy jednoczesnej redukcji z

żelaza trójwartościowego do żelaza dwuwartościowego), magnezu oraz spadek zawartości potasu. Nie jest to więc metamorfizm izochemiczny, charakterystyczny dla niskiego stopnia przeobrażeń metamorfizmu regionalnego.

Liczne obserwacje, zarówno makro- jak i mikroskopowe, w całym obszarze krakowsko-lublinieckim, zdają się wskazywać na to, że barwa czerwono-brązowa jest barwą pierwotną badanych osadów. Natomiast przyczyną czarnego zabarwienia skał mogą być takie czynniki jak: rozproszone minerały kruszcowe (głównie piryt i magnetyt) lub rozproszona materia organiczna. Jednak w większości przypadków badanych skał zawartość rozproszonych minerałów kruszcowych jest niewielka (0,X%) i nie może odgrywać dominującej roli. Takiego wpływu nie może mieć również rozproszona materia organiczna. Uzyskane wyniki badań chemicznych wskazują na to, że zawartość składników organicznych (ogólnego węgla organicznego TOC) wynosi zaledwie 0,0X% wag.

Głównym czynnikiem wpływającym na barwę skał musi być zatem przebudowa składu mineralnego, będąca wynikiem procesów metamorficznych. Zmiany składu mineralnego skał pierwotnie ilasto-mułowcowych lub zmiany składu spoiwa skał piaszczystych według Truszel (1994), wraz ze wzrostem intensywności przeobrażeń (od fyllitów serycytowych do łupków albitowo-muskowitowo-biotytowych), przedstawia poniższy schemat:

fyllity	serycyt				
	serycyt	chloryt	albit		
	serycyt	chloryt	albit	muskowit	biotyt
łupki		chloryt	albit	muskowit	biotyt
			albit	muskowit	biotyt

Efektem najsilniejszych przeobrażeń są łupki albitowo-muskowitowo-biotytowe, gdzie zawartość biotytu osiąga niekiedy kilkadziesiąt procent. Chloryty stwierdzone w skałach wendyjskich należą do szeregu klinochlor-szamozyt (Markowiak, Habryn, Truszel, 1999). Skład chlorytu określony za pomocą rentgenowskiej mikrosondy elektronowej w skale szarozielonej wskazuje na brunsvigit. Tak więc, podstawową przyczyną czarnej barwy skał wendyjskich jest obecność biotytu, a szaro-zielonej — obecność chlorytu o dużej zawartości żelaza. Opisywanym zmianom składu mineralnego towarzyszy blasteza minerałów. Ma to istotny wpływ na obserwowany wyraźny wzrost zwięzłości skał.

Autorowi udało się wyznaczyć na podstawie barwy skał obserwowanych w poszczeglnych otwotach wiertniczych kilka zwartych obszarów z występowaniem skał czarnych i ciemnoszarych, otoczonych obszarami charakteryzującymi się szarą i szaro-zieloną barwą skał. Szerokość strefy intensywnej biotytyzacji (skał o czarnej barwie) wynosi około 800 m, natomiast strefy skał o barwie szaro-zielonej około 700–800 m.

Obszary te związane są przestrzennie z intruzjami granitoidów, które we wszystkich przypadkach były przyczyną identycznych przeobrażeń, jeśli chodzi o ich chemizm, jak i zasięg. Może to być dowodem na to, że są mniej więcej jednowiekowe (jedna formacja intruzywna) oraz związane z tym samym ogniskiem magmowym. Potwierdzeniem bezpośredniego związku z intruzjami granitoidów jest również to, że najbardziej intensywne przejawy działalności roztworów hydrotermalnych i polimetalicznej mineralizacji kruszcowej występują w skałach silniej zmetamorfizowanych (o czarnym i ciemnoszaro-zielonym zabarwieniu) i zanikają wraz z odległością od intruzji granitoidowej w skałach szaro-zielonych. W sumie zasięg oddziaływania intruzji granodiorytowych wynosi mniej więcej 1500 m (w rejonie Pilicy prawdopodobnie nawet więcej).

Wracając do obszaru na ESE od Żarek (rejon Żarki–Kotowice), mimo, że nie nawiercono tu skał magmowych, opisywana strefowość przeobrażeń skał, jak i przejawy działalności roztworów hydrotermalnych świadczą o tym, że skały magmowe (w tym intruzja granitoidów) występują tu na pewno, lecz na większej głębokości.

Za pomocą badań stopnia krystaliczności illitu (Kowalska, 2002), udało się jednoznacznie określić stopień termicznych przeobrażeń (o charakterze regionalnym) skał wendyjskich na bloku małopolskim. Badania wykonane na próbkach skał z całego bloku małopolskiego, pozwoliły na wyznaczenie centralnie położonego pasa szerokości około 30–50 km, biegnącego w kierunku WNW–ESE od rejonu żareckiego, przez nidziański po Rzeszów i Przemyśl (Żelaźniewicz w: Jachowicz i in., 2003). Strefa ta charakteryzuje się silniejszymi przeobrażeniami przebiegającymi w temperaturach około 200–300°C (anchimetamorfizm i granica anchi- i epimetamorfizmu). Strefy brzeżne charakteryzują się brakiem silniejszych przeobrażeń — temperatura około 100–150°C (późna diageneza). Badania wykonane na próbkach z rejonu Żarek wskazują na temperaturę około 200°C (granica późnej diagenezy i anchimetamorfizmu).

Potwierdzeniem dla powyższych wyników badań są wyniki uzyskane przez Jachowicz (2003). W kilku otworach zlokalizowanych po obu stronach wyznaczonego pasa centralnego stwierdziła występowanie zespołów mikroskamieniałości organicznych wskazujących na wendyjski wiek badanych skał. Kolor tych mikroskamieniałości (TAI) świadczy o zmianach budującej je substancji organicznej spowodowanych oddziaływaniem temperatur 80–170°C.

1. Metamorfizm regionalny w zachodniej, krawędziowej części bloku małopolskiego osiągnął maksymalnie stopień granicy późnej diagenezy i anchimetamorfizmu a przeobrażenia opisywane jako metamorfizm facji zieleńcowej zony chlorytowej i biotytowej (epimetamorfizm), uznać należy za metamorfizm kontaktowo-hydrotermalny.

2. Zdaniem autora, pierwotnie znaczna część kompleksu skał wendyjskich była zabarwiona hematytem na czerwono. Jednak pod wpływem głównie roztworów hydrotermalnych, skały te ulegały przeobrażeniom polegającym na zmianie składu mineralne-

go i co za tym idzie zmianie barwy. Za zmianę barwy od czerwono-brązowej i seledynowej do czarnej, wraz ze wzrostem intensywności przeobrażeń termiczno-metasomatycznych, odpowiedzialny jest przede wszystkim wzrost zawartości chlorytów bogatych w żelazo oraz biotytu w skale.

W dyskusji brali udział: M. Truszel, M. Karwasiecka, Z. Buła, J. Markiewicz, K. Lasoń, J. Kwarciński i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 11 marca 2004 r.

Maria KARWASIECKA, Jadwiga WAGNER, Anna CHMURA, Włodzimierz KRIEGER, Jan KWARCIŃSKI, Sławomir WILK: **Ocena energii geotermalnej w obszarach górniczych zamkniętych kopalń w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym**

Przedstawiono propozycję zagospodarowania wód dołowych, które gromadzone są w antropogenicznych zbiornikach kopalń węgla kamiennego w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW).

Transformacja gospodarki jaka miała miejsce na przełomie lat 80 i 90 w Polsce, związana z jej urynkowieniem, objęła również przemysł wydobywczy. W konsekwencji trwającej restrukturyzacji górnictwa węgla kamiennego, w obszarze GZW likwidacji uległo ponad 30 kopalń, uznanych za trwale nierentowne. Kopalnie, w których zaprzestano eksploatacji i wstrzymano pompowanie wód dołowych, ulegają samoczynnemu zatopieniu. Ponieważ większość kopalń pozostaje ze sobą w hydraulicznym związku, mogą one ulec jedynie częściowemu zatopieniu, do wysokości rzędnej najniższego połączenia z sąsiadującą czynną kopalnią. Kopalnie zlikwidowane muszą być odwadniane dla ochrony przed zagrożeniem wodnym sąsiednich kopalń czynnych. Funkcjonują systemy odwadniania stacjonarnego w pompowniach ulokowanych na poziomach wydobywczych oraz systemy odwadniania głębinowego oparte na wykorzystaniu pracy pomp głębinowych zabudowanych w wybranych szybach.

Temperatura naturalna górotworu na głębokościach maksymalnego rozcięcia złoża w obrębie niektórych obszarów górniczych kopalń przekracza 40°C, co jest konsekwencją obserwowanego w obszarze GZW wysokiego strumienia cieplnego Ziemi średnio przyjmującego wartość 70,4±8,0 mW/m^2 a w obszarach dodatnich anomalii pola cieplnego powyżej 80 mW/m^2. Temperatura wód dołowych na wypływie mieści się w granicach 12–25°C. Roczna ilość wypompowanej wody z poszczególnych rejonów odwadniania wynosi od 2,3 do 31,3 m^3/min. Zastosowanie pomp cieplnych stwarza możliwość komercyjnego zagospodarowania ciepła zawartego w tych wodach, które dotychczas jest tracone w postaci zrzutów wód kopalnianych. Mimo stosunkowo niskiej temperatury są to strumienie entalpii sięgające kilkunastu MW. Przodują w tym zakresie pompownie odprowadzające wody w rejonach odwadniania „Pstrowski" oraz „Siemianowice" należące do Centralnego Zakładu Odwadniania Kopalń (CZOK). Schłodzenie wód odprowadzanych z kopalń w rejonie GZW, w ilości około 700 m^3/min tylko o 5°C, umożliwi odzyskanie ciepła o potencjale równym około 240 MW. Przedsięwzięcie jest ekonomicznie uzasadnione tylko wtedy, gdy ilość energii pozyskanej jest większa od nadkładu energii niezbędnej dla funkcjonowania pomp grzejnych.

Efektywność energetyczną instalacji geotermalnych opartych na wykorzystaniu niskotemperaturowych wód dołowych zapewnia zastosowanie skojarzonej gospodarki cieplno-elektrycznej opartej na pracy spalinowego bloku zasilanego metanem ujmowanym z pokładów węgla.

Z punktu widzenia pozyskania energii cieplnej zawartej w wodach dołowych kopalń przewidzianych do likwidacji, celowe jest opracowanie równolegle z projektem likwidacji kopalni audytu energetycznego, w którym rozważone zostanie wykorzystanie ciepła wód ujmowanych selektywnie oraz zagospodarowanie metanu desorbującego z pokładów węgla.

W dyskusji brali udział: J. Bugała, M. Górnik, J. Jureczka, A. Pacholewski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 01 kwietnia 2004 r.

Marek MARKOWIAK: **Barwa skał wendyjskich i jej związek z metamorfizmem cz. II**

Występowanie stref biotytyzacji towarzyszących intruzjom granitoidów wyjaśnia Pokałow (1972). Na podstawie analizy wielu złóż Mo na całym świecie stwierdza, że największe przemysłowe znaczenie mają grejzenowe i hydrotermalne złoża molibdenu. Wśród nich wydziela złoża trzech najważniejszych formacji: Cu-Mo, Mo i Mo-W. Według niego, biotytyzacja jest charakterystyczna właśnie dla granitoidów, z którymi genetycznie związane są złoża Mo wymienionych wyżej formacji.

W zachodniej, krawędziowej części bloku małopolskiego stwierdzono liczne wystąpienia mineralizacji polimetalicznej (Cu-Mo-W), jak również zauważono, że generalnie koncentrują się one na niewielkich obszarach, które zostały określone jako „rejony". Są to rejony: Doliny Będkowskiej, Pilicy, Zawiercia, Mrzygłodu, Myszkowa i Mysłowa. Obecność innych, licznych otworów z przejawami mineralizacji kruszcowej i ich rozmieszczenie, pozwala na wyróżnienie kolejnych dwóch rejonów: Nowej Wsi Żareckiej i Żarek–Kotowic (Markowiak, Habryn, 2003). Za cechę wyróżniającą wszystkie wymienione rejony, można przyjąć obecność w centralnej części każdego z nich mineralizacji molibdenowej, niekiedy również wolframowej.

Spośród wymienionych rejonów, jedyną koncentracją kruszców, którą można określić mianem złoża jest obecnie koncentracja w rejonie Myszkowa.

Opierając się na charakterystyce złóż Mo różnych formacji, wydaje się, że złoże Myszków należy zaklasyfikować do formacji W-Mo (tabela). Zdają się o tym świadczyć również poniższe, bardziej szczegółowe dane:

1. Złoża formacji Mo-W związane są z procesami tektoniczno-magmowej aktywizacji wcześniej skonsolidowanych obszarów. W rezultacie, obszary tego typu rozcinane są serią głębokich rozłamów na bloki tektoniczne i poddawane zróżnicowanym pionowym przemieszczeniom. Złoża molibdenowe powstawały przede wszystkim w blokach podniesionych, w których pojawiają się intruzje granitoidowe (Rundkwist i in., 1986).

Złoże Myszków na tle klasyfikacji endogenicznych złóż molibdenu (wg Pokałowa, 1972)

Formacja rudna	Pozycja geotektoniczna	Kompleks magmowy		Mineralny typ okruszcowania
		I etap	II etap	
Cu–Mo	geoantyklinalne wyniesienia na etapie orogenicznego rozwoju geosynklin	wielkie plutony o zróżnicowanym składzie: monzonity, granodioryty, granity, dioryty, sjenity, gabro i in.	dajki i niewielkie sztoki o zróżnicowanym składzie, silny rozwój skał efuzywnych	chalkopiryt-molibdenit w skałach zmienionych w wyniku K-feldszpatyzacji, sylifikacji, serycytyzacji i argilityzacji
Mo	strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej na platformach i w strefach zakończonego fałdowania; w początkowym okresie szeroki rozwój wielkich zapadlisk wypełnionych osadami typu molasowego	wielkie plutony granitów biotytowo-hornblendowych	dajki i niewielkie sztoki o zróżnicowanym składzie, silny rozwój skał efuzywnych	molibdenit w skałach zmienionych w wyniku K-feldszpatyzacji, sylifikacji, serycytyzacji i argilityzacji
W–Mo	strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej na platformach i w strefach zakończonego fałdowania	plutony granitów leukokratycznych (min. ciemne do 5% obj.)	dajki granitoporfirów, porfirytów diorytowych, sjenitoporfirów	molibdenit-wolframit (scheelit) w skałach zmienionych w wyniku albityzacji, grejzenizacji i w mniejszym stopniu K-feldszpatyzacji
Myszków	aktywizacja tektoniczno-magmowa w strefie kontaktu bloku górnośląskiego i bloku małopolskiego, brak wielkich zapadlisk wypełnionych utworami molasowymi	pluton macierzysty nie został nawiercony (prawdopodobnie grawimetryczna anomalia Kotowic wywołana jest przez ten pluton)	małe intruzje granitoidów, dajki dacytów i ryolitów	chalkopiryt, molibdenit, scheelit w skałach zmienionych w wyniku K-feldszpatyzacji oraz słabej sylifikacji, serycytyzacji i chlorytyzacji (brak argilityzacji)

2. Złoża Mo-W związane są z plutonami granitów leukokratycznych. Typowym przejawem magmatyzmu, charakterystycznym m.in. dla złóż molibdenu wszystkich wymienionych formacji rudnych są małe ciała intruzywne, które w przypadku formacji Mo-W mogą występować zarówno wewnątrz plutonów leukokratycznych, jak i w znacznej od nich odległości.

3. Plutonom wszystkich typów formacji molibdenonośnych towarzyszą zmiany egzokontaktowe, do których należą: shornfelsowanie, biotytyzacja i feldszpatyzacja.

Procesy shornfelsowania, zależne od temperatury i składu skał wyjściowych, mają zasięg do 100 m. W większej odległości od intruzji rekrystalizacja skały występuje w postaci struktur plamistych.

Największą rolę wśród wymienionych procesów odgrywa biotytyzacja. Według Pokałowa (1972) biotytyzację spotyka się wokół wszystkich typów opisywanych plutonów, lecz najsilniej związana jest z apikalnymi częściami plutonów granitów leukokratycznych. Proces ten wyraża się w utworzeniu drobnołuskowego biotytu (0,1–0,4 mm). Ma ona szeroki zasięg, obejmując skały w odległości do ponad 1000 m od powierzchni intruzji. Granitoidy nie ulegają biotytyzacji a w skałach osłony zawartości biotytu dochodzą do 30–40%, miejscami nawet więcej. Najsilniejsza biotytyzacja jest na kontakcie i wraz z odległością od intruzji stopniowo słabnie a jej intensywność w znacznym stopniu zależy od składu skał, w które intruduje granit.

Feldszpatyzacja manifestuje się w postaci licznych żyłek skaleniowych rozwijających się w skałach zbiotytyzowanych. W pobliżu kontaktu z granitoidem może przypadać 10 i więcej żyłek na jeden metr, w miarę oddalania od kontaktu ich ilość stopniowo maleje i w odległości większej niż 300–350 m występują bardzo rzadko. Ich grubość rzadko przekracza 1 cm a zbudowane są głównie ze skalenia potasowego (95–98%) z niewielkim udziałem plagioklazów, kwarcu i biotytu.

W regionie krakowsko-lublinieckim kontaktują się ze sobą skonsolidowane bloki: małopolski i górnośląski, rozdzielone rozłamem określanym jako strefa tektoniczna Kraków-Lubliniec. W orogenezie waryscyjskiej bloki te poddawane były silnym i zróżnicowanym pionowym przemieszczeniom. W ramach bloku małopolskiego wyróżnić można szereg mniejszych wyniesionych bloków tektonicznych zbudowanych ze skał wendyjskich (Buła i in., 2001), w których pojawiają się intruzje granitoidowe,

znane z rejonów: Myszkowa–Mrzygłodu–Nowej Wsi Żareckiej, Zawiercia, Pilicy i Doliny Będkowskiej. Można je interpretować jako małe ciała intruzywne, w większości przypadków występujące w znacznej odległości od plutonu macierzystego. Batolit granitoidowy nie został do tej pory stwierdzony wierceniami, jednak można przypuszczać, że to właśnie on jest przyczyną powstania dużej ujemnej anomalii grawimetrycznej Kotowic, ciągnącej się w kierunku NW–SE, na długości około 35 km, od Żarek do Pilicy (Cieśla, Wybraniec w: Podemski i in., 2001). ródłem hipoabyssalnego, intruzywnego magmatyzmu, jak i hydrotermalnych roztworów mineralizujących są w tym przypadku te same, często odległe i głęboko położone ogniska. Małe intruzje nie stanowią więc bezpośredniego źródła towarzyszącego im okruszcowania, jak i roztworów hydrotermalnych, lecz w procesach lokalizacji tego okruszcowania mają znaczenie jako elementy strukturalne, sprzyjające koncentracji rud (Rubinowski, 1965).

W rejonie Myszkowa opisano procesy shornfelsowania i biotytyzacji skał osłony intruzji. Zasięg shornfelsowania jest jednak niewielki: od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów od kontaktu z intruzją. Większe rozprzestrzenienie (do kilkuset metrów od intruzji) mają skały, w których rekrystalizacja ma plamisty charakter. Słabo zaznaczył się proces feldszpatyzacji w wykształceniu opisywanym przez Pokałowa (1972). Natomiast proces biotytyzacji obejmuje skały w promieniu około 1,5 km od intruzji (część I referatu).

W dyskusji brali udział: K. Lasoń, Z. Buła, M. Karwasiecka, R. Habryn, J. Wagner i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 7 października 2004 r.

Joanna FAJFER, Włodzimierz KRIEGER: **Zasady gospodarki odpadami na terenie Sosnowca w oparciu o Plan Gospodarki Odpadami dla miasta Sosnowca**

Racjonalna gospodarka odpadami wymaga opracowania i wdrożenia zintegrowanego systemu gospodarowania odpadami. Jego nadrzędnym celem jest zapobieganie powstawaniu odpadów lub minimalizacja ich wytwarzania oraz zgodny z zasadami ochrony środowiska odzysk i unieszkodliwianie odpadów, których powstaniu nie udało się zapobiec. Aktualnie, zasady gospodarowania odpadami wynikające z regulacji prawnych, powinny znaleźć się w planach gospodarki odpadami, których obowiązek opracowywania wynika z aktualnych uregulowań prawnych. W związku z powyższym „Plan gospodarki odpadami dla miasta Sosnowca" powstał jako realizacja ustawy z dnia 27 kwietnia 2001 r. o odpadach (Dz.U. Nr 62, poz. 628 z późn. zmianami — rozdział 3, art. 14–16). Plan ten stanowi jeden z elementów tworzonego systemu gospodarki odpadami w kraju.

Plan obejmuje wszystkie rodzaje odpadów:

— komunalne, w tym odpady ulegające biodegradacji;

— niebezpieczne, w tym: odpady medyczne i weterynaryjne, baterii i akumulatorów, olejów odpadowych, odpadów zawierających PCB/PCT oraz odpadów zawierających azbest;

— inne niż niebezpieczne: opakowania, odpady z budowy, remontów i demontażu obiektów budowlanych oraz infrastruktury drogowej, wraki samochodowe, opony, sprzęt elektryczny i elektroniczny oraz odpady z przemysłu wydobywczego, hutnictwa i energetyki.

Cele i zadania zmierzające do uzyskania obowiązujących poziomów odzysku dla poszczególnych grup i rodzajów odpadów oraz zaproponowane rozwiązania zmierzające do ograniczania ilości deponowanych odpadów w środowisku są zgodne z Polityką Ekologiczną Państwa, Planem Gospodarki Odpadami dla województwa śląskiego oraz programem usuwania azbestu i wyrobów zawierających azbest stosowanych na terytorium Polski.

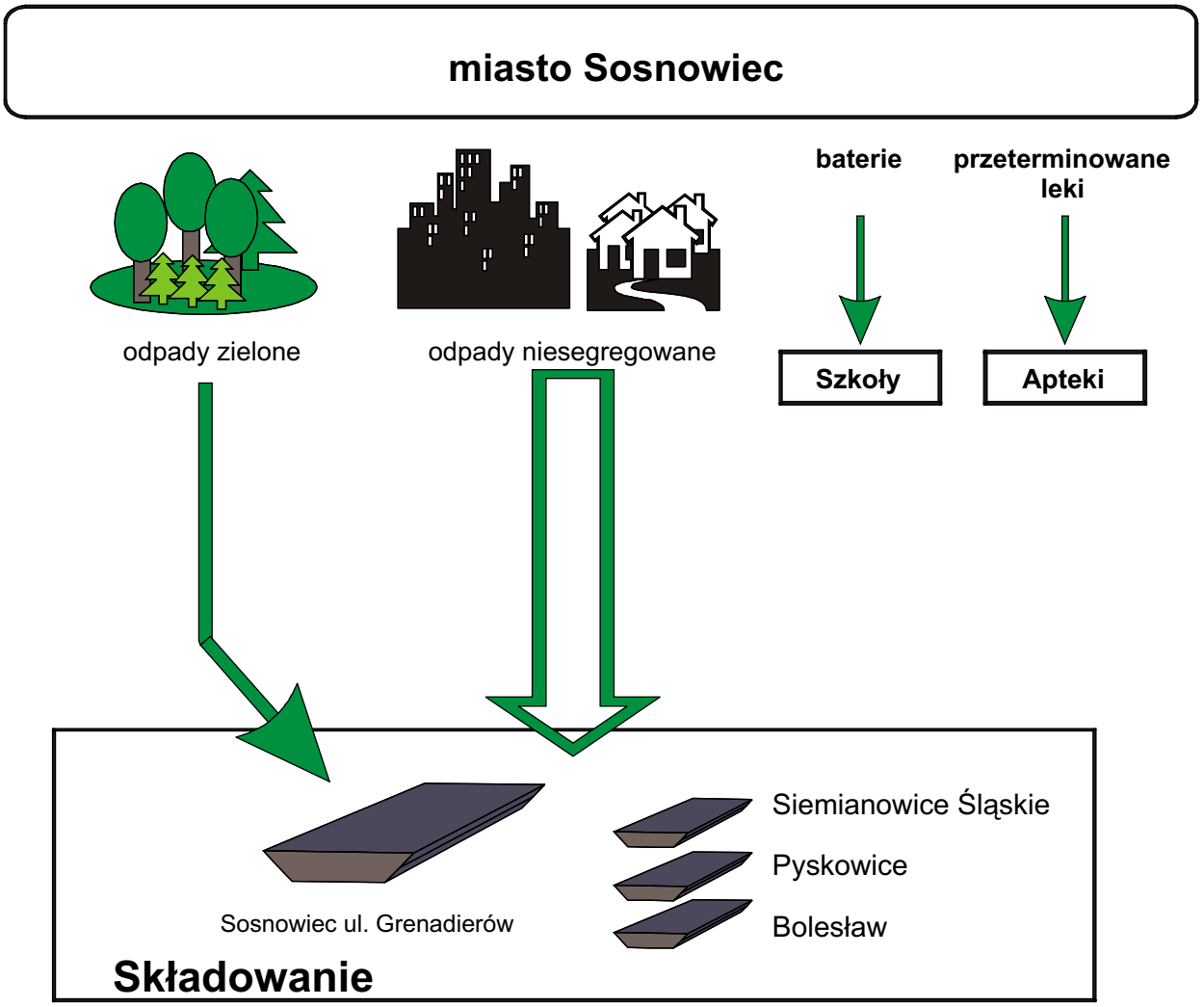
Opracowany plan gospodarki odpadami dla Sosnowca obejmuje rozwiązania zmierzające do uporządkowania gospodarki odpadami:

— w sektorze komunalnym: poprzez wdrożenie selektywnej zbiórki odpadów użytecznych, odpadów ulegających biodegradacji, wielkogabarytowych i budowlanych oraz niebezpiecznych występujących w strumieniu odpadów komunalnych, oraz rozwiązania w zakresie odzysku i unieszkodliwiania pozyskanych frakcji,

— w sektorze gospodarczym: poprzez minimalizację powstawania odpadów u „źródła", wdrażanie technologii małoodpadowych, wprowadzanie systemów zarządzania jakością np. ISO 14 000 oraz zwiększenie stopnia odpadów poddawanych odzyskowi w stosunku do odpadów deponowanych na składowiskach.

W planie, dotyczącym sektora komunalnego, zaproponowano rozwiązanie systemu gospodarki odpadami w oparciu o selektywną zbiórkę odpadów „u źródła", uwzględniając charakterystykę zabudowy gminy. Zaproponowane rozwiązanie obejmuje zbiórkę odpadów komunalnych pochodzących z gospodarstw domowych i infrastruktury, a także uwzględnia selektywne zbieranie gruzu budowlanego, odpadów wielkogabarytowych, odpadów niebezpiecznych wyselekcjonowanych ze strumienia odpadów komunalnych, odpadów zielonych z pielęgnacji terenów zielonych. Ponadto, plan obejmuje rozwiązania w zakresie szczególnych odpadów:

— niebezpiecznych tj.: odpadów zawierających azbest, zużytych olejów, odpadów medycznych i weterynaryjnych, baterii i akumulatorów,



Rys. 1. Stan aktualny gospodarki odpadami na terenie Sosnowca

— innych niż niebezpieczne: wyeksploatowane pojazdy, zużyte opony oraz zużyty sprzęt elektryczny i elektroniczny.

Aktualnie odpady powstające na terenie Sosnowca, są deponowane na składowisku odpadów innych niż niebezpieczne i obojętnych administrowanym przez Miejski Zakład Składowania Odpadów (rys. 1). Obiekt zlokalizowany jest przy ul. Grenadierów w Sosnowcu w odległości ok. 10 km od centrum miasta. Składowisko dzieli się na dwie części: starą (zamkniętą) o powierzchni 3,5 ha oraz nową eksploatowaną od 1996 roku o powierzchni 6,7 ha (zajęta przez odpady 5,7 ha). Zamknięcie eksploatowanej części przewidziano na koniec 2004 roku.

Zgodnie z planem gospodarki odpadami dla miasta, realizacja zaproponowanego systemu docelowo oparta będzie o następujące obiekty gospodarki odpadami (rys. 2):

— sortownię odpadów z linią sortowniczą dla odpadów użytecznych z selektywnej zbiórki;

— kompostownię odpadów organicznych z selektywnej zbiórki z zabudowy wielorodzinnej, odpadów zielonych pochodzących z utrzymania i porządkowania parków, ogrodów i terenów zielonych oraz osadów ściekowych lub opcjonalnie dla zabudowy jednorodzinnej;

— gminny punkt zbiórki odpadów niebezpiecznych (GPZON) pochodzących z gospodarstw oraz małych i średnich przedsiębiorstw;

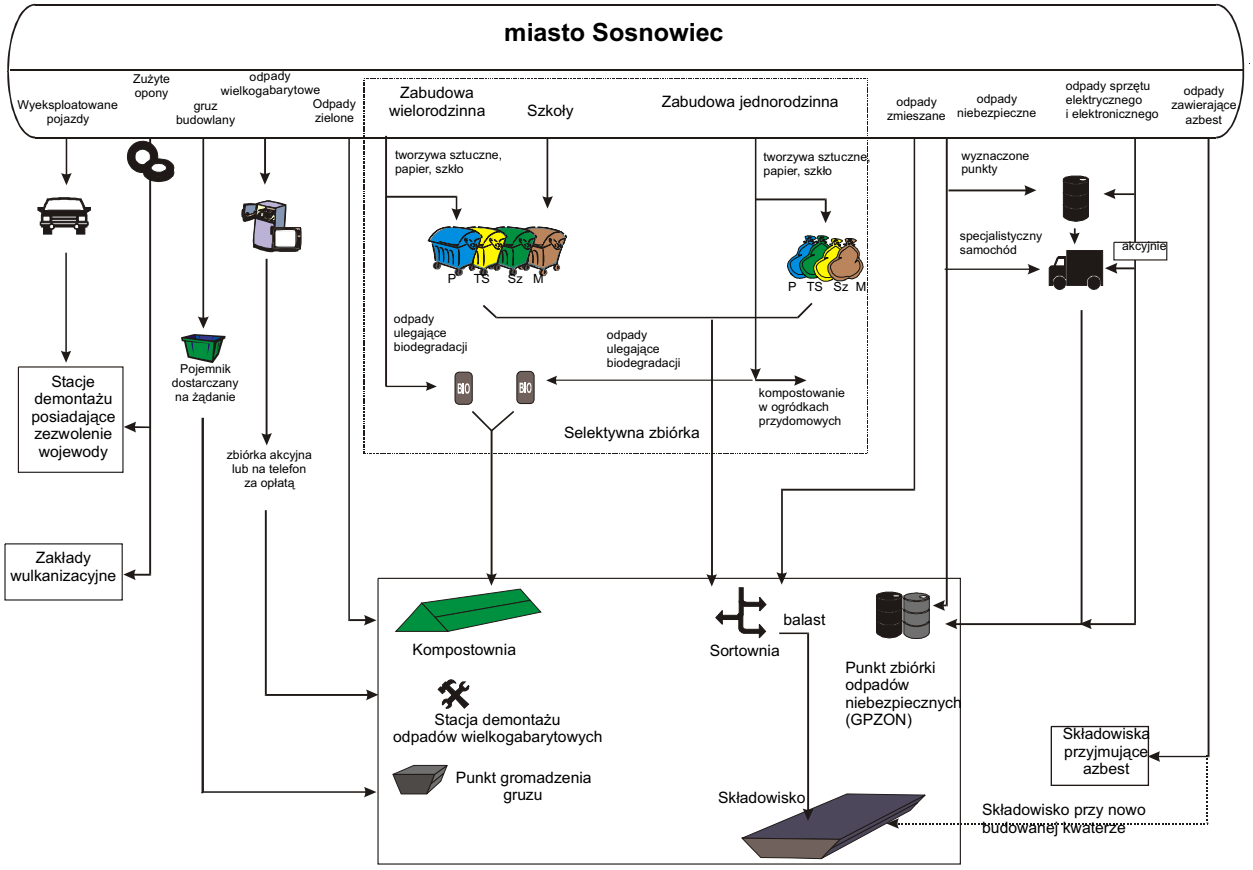
— stanowiska demontażu odpadów wielkogabarytowych pochodzących z gospodarstw domowych;

— punkt gromadzenia odpadów remontowo-budowlanych powstających w gospodarstwach domowych oraz obiektach infrastruktury, a także w zakładach przemysłowych;

— składowisko odpadów niebezpiecznych do deponowania odpadów zawierających azbest;

— składowisko odpadów innych niż niebezpieczne i obojętnych zlokalizowane przy ul. Grenadierów w Sosnowcu.

Uwzględniając, zgodnie z zapisami prawodawstwa, zasadę bliskości proponuje się lokalizację wyszczególnionych powyżej obiektów w rejonie nowobudowanej kwatery składowiska odpadów innych niż niebezpieczne i obojętnych przy ul. Grenadierów w Sosnowcu.



Rys. 2. Projektowany system gospodarki odpadami na terenie Sosnowca

Generalnie, plan nakreśla ogólne zasady postępowania w zakresie sektora gospodarczego, gdyż zgodnie z obowiązującymi aktami prawnymi każdy wytwórca jest obowiązany prowadzić prawidłową gospodarkę odpadami we własnym zakresie. Dlatego też, w przypadku tego sektora ważna jest organizacyjno-inspekcyjna rola samorządu, w tym również prowadzenie działań edukacyjno-informacyjnych. Jednakże wskazano rozwiązania w zakresie odzysku/unieszkodliwiania odpadów niebezpiecznych, jak również innych niż niebezpieczne w oparciu o istniejące instalacje na terenie Sosnowca oraz instalacje funkcjonujące w gminach sąsiednich.

Problemem w tym sektorze jest gospodarka odpadami prowadzona przez małych i średnich wytwórców. Wytwarzają oni głównie odpady niebezpieczne, które są w przeważającej większości przypadków usuwane do strumienia odpadów komunalnych. Ponadto, odpady te powstają w dużym rozproszeniu, co wymusza konieczność ich gromadzenia, a następnie transportu do zakładów przeróbki. W związku z tym, zaproponowano usprawnienie gospodarki odpadami w sektorze małych i średnich przedsiębiorstw, w zakresie prawidłowych sposobów postępowania z odpadami. Korzystnym rozwiązaniem jest zasada przyjmowania odpadów niebezpiecznych od małych i średnich podmiotów gospodarczych w GPZON.

Należy zaznaczyć, że w planie położono duży nacisk na kontrolę i monitoring zaproponowanych działań, a także na akcje edukacyjno-informacyjne w tym zakresie, zarówno dla mieszkańców jak i przedsiębiorstw.

Stwierdza się, że w przypadku konsekwentnej realizacji zadań i celów przedstawionych w projekcie planu gospodarki odpadami dla Sosnowca nastąpi poprawa stanu środowiska. Niepodjęcie działań wytyczonych przez projekt planu może spowodować znaczące oddziaływanie odpadów na środowisko, szczególnie w okresie późniejszym, gdyż zgodnie z prognozami ilość odpadów będzie wzrastać.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 18 listopada 2004 r.

Krzysztof LASOŃ: **Geologia, złoża i inne wybrane elementy środowiska przyrodniczego obszaru objętego arkuszem Pionki *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski***

Mapa geologiczno-gospodarcza Polski (MGGP) przeznaczona jest do praktycznego wspomagania gospodarki zasobami środowiska przyrodniczego na szczeblu regionalnym i lokalnym. Zawiera informacje dotyczące występowania kopalin oraz gospodarki surowcami mineralnymi na tle innych wybranych elementów: hydrogeologii, geologii inżynierskiej oraz ochrony przyrody, krajobrazu i zabytków kultury.

Obszar objęty arkuszem Pionki położony jest w województwie mazowieckim, powiecie radomskim i zwoleńskim. Obejmuje obszar miasta i gminy Pionki, gmin: Jedlnia Letnisko, Gózd, Jastrzębia, niewielkie skrawki gminy Skaryszew, miast: Skaryszew i Radom (powiat Radom) oraz gmin Tczów i Zwoleń (powiat Zwoleń).

Przez obszar objęty arkuszem Pionki przebiega granica pomiędzy dwoma mezoregionami: Równiną Kozienicką należącą do Niziny Środkowomazowieckiej, która obejmuje północną część arkusza oraz Równiną Radomską należącą do makroregionu Wzniesienia Południowomazowieckie, leżącą w południowej części arkusza. Obie równiny pokryte są czwartorzędowymi utworami fluwioglacjalnymi przykrywającymi formy denudacyjne zbudowane z utworów górnokredowych. Na obszarze Równiny Kozienickiej dominującymi osadami na powierzchni są piaski wydmowe, natomiast na obszarze Równiny Radomskiej zauważa się przewagę glin zwałowych.

Badany obszar wykorzystywany jest przede wszystkim rolniczo, przy czym północną i środkowowschodnią część arkusza zajmują kompleksy leśne tworzące Kozienicki Park Krajobrazowy, który zajmuje około 35% obszaru arkusza. W obrębie parku wydzielono 6 rezerwatów, 24 użytki ekologiczne oraz zinwentaryzowano 47 stanowisk pomników przyrody. Jedynym miastem i ośrodkiem przemysłowym na obszarze objętym arkuszem jest miasto Pionki, niegdyś silny ośrodek przemysłu chemicznego, maszynowego i drzewnego. Obecnie wszystkie duże zakłady przemysłowe w okolicy Pionek są zamknięte.

Na obszarze arkusza Pionki udokumentowano fragment złoża węgla brunatnego „Wola Owadowska", które nigdy nie było eksploatowane oraz trzy małe złoża piasków czwartorzędowych, obecnie nie eksploatowane. Na złożu piasku „Kieszek" zaniechano eksploatacji w roku 1991. Dla złoża piasku „Płachty" wydano w roku 1998 koncesję na eksploatację (ważną do roku 2008) oraz ustanowiono obszar i teren górniczy, ale eksploatacja nie została podjęta do roku 2004. Złoże piasku „Tadeuszów" nie posiada koncesji na eksploatację, ale eksploatowane jest nielegalnie przez okoliczną ludność. Nielegalna eksploatacja odbywa się również okresowo w co najmniej 26 wyrobiskach piasku zaznaczonych na mapie jako punkty wystąpienia kopaliny.

Możliwości wydobycia piasków na większą skalę zaznaczają się w południowej części arkusza, na obszarach występowania form wydmowych — w okolicach Lucina, Klonówka Piaszczystego, Klwatki Królewskiej oraz w środkowej części arkusza, pomiędzy miejscowością Jedlnia Letnisko a zbiornikiem „Siczki". Obecne rozpoznanie bazy surowcowej omawianego obszaru pozwala jedynie na wydobywanie dla potrzeb lokalnych.

Pobór wód podziemnych, głównie z kompleksów górnokredowych, grupuje się w północno-wschodniej części arkusza w okolicach Pionek oraz w okolicy Jedlni Kościelnej i Gózda. Wody rzeki Gzówka przepływającej przez obszar arkusza i w położonym na tej rzece zbiorniku „Siczki" były II klasy czystości w roku 2000, w położonym na rzece Zagożdżance zbiorniku „Górny Staw" II klasy czystości a w Zagożdżance — III klasy czystości.

Warunki budowlane na obszarach waloryzowanych, stanowiących około 20% powierzchni arkusza, są z reguły korzystne. Tereny o niekorzystnych warunkach dla budownictwa występują jedynie na około 5% obszaru objętego arkuszem i związane są z występowaniem torfów i namułów oraz eolicznych utworów wydmowych.

Biorąc pod uwagę bazę surowcową oraz warunki przyrodnicze obszaru objętego arkuszem sugeruje się dalszy rolniczy rozwój terenu, z lokalizacją usług i przemysłu nieuciążliwego dla środowiska w Pionkach oraz rozwój bazy turystycznej na skraju Puszczy Kozienickiej i wypoczynkowo-rekreacyjnej nad zbiornikiem „Siczki"dla mieszkańców Radomia.

W dyskusji brali udział: J. Bugała, R. Habryn, J. Haisig, M. Markowiak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 2 grudnia 2004 r.

Włodzimierz KRIEGER, Joanna FAJFER: **Program Ochrony Środowiska dla miasta Sosnowca**

Ustawa Prawo ochrony środowiska z dnia 27 kwietnia 2001 r. (art. 17.1) i ustawa o odpadach z 27 kwietnia 2001 r. (art. 14.) obligują Zarząd Powiatu do sporządzenia powiatowego programu ochrony środowiska, którego częścią składową jest powiatowy plan gospodarki odpadami.

Program ochrony środowiska określa hierarchię niezbędnych działań, umożliwia koordynację decyzji administracyjnych oraz wybór decyzji inwestycyjnych podejmowanych przez różne podmioty i instytucje. Sam program nie jest dokumentem inge-

rującym w uprawnienia poszczególnych jednostek administracji rządowej i samorządowej oraz podmiotów użytkujących środowisko. Należy jednak oczekiwać, że poszczególne jego wytyczne i postanowienia będą respektowane i uwzględniane w planach szczegółowych i działaniach inwestycyjnych w zakresie ochrony środowiska.

Dla programu sformułowano nadrzędny cel oraz zadania priorytetowe, niezbędne w pierwszej kolejności do realizacji dla Sosnowca. Ponadto, określono cele strategiczne, długookresowe oraz kierunki działań dla poszczególnych komponentów środowiska.

Nadrzędnym celem Programu ochrony środowiska dla Sosnowca jest: osiągnięcie trwałego rozwoju miasta i zwiększenie jego atrakcyjności poprzez poprawę środowiska.

Jako zadania priorytetowe, przyjęto następujące zagadnienia:

— zasoby wodne i jakość wód;
— gospodarka odpadami;
— jakość powietrza atmosferycznego;
— hałas;
— tereny poprzemysłowe.

Charakterystyka poszczególnych elementów środowiska z uwzględnieniem określonych celów i kierunków działań przedstawia się następująco:

— jakość wód i stosunki wodne,

— obszar Sosnowca należy do dorzecza Wisły i jest odwadniany wodami Przemszy i Białej Przemszy oraz ich dopływami — Brynicą i Bobrkiem. Wszystkie te rzeki na terenie miasta prowadzą zanieczyszczone wody pozaklasowe. Również wody podziemne zwykle charakteryzują się średnią i niską jakością. Głównymi przyczynami zanieczyszczenia wód są ścieki komunalne zawierające związki organiczne i biogenne, ścieki przemysłowe wprowadzane do rzek i spływy obszarowe.

Celem strategicznym jest przywrócenie wysokiej jakości wód powierzchniowych oraz ochrona jakości wód podziemnych i racjonalizacja ich wykorzystania.

Cele długoterminowe to:

— poprawa jakości wód powierzchniowych,
— ochrona zbiorników wód podziemnych i racjonalizacja ich wykorzystania.

Zaplanowane działania na lata 2002–2007 to głównie budowa kolektora sanitarnego wzdłuż rzeki Bobrek i podłączenie osiedlowych sieci kanalizacyjnych do kolektora, przebudowa i regulacja potoku Dańdówka wraz z budową kanalizacji ogólnospławnej a także kanalizacji w rejonie kilkunastu ulic.

Powietrze atmosferyczne

Na stan sanitarny powietrza atmosferycznego na terenie Sosnowca wpływa emisja z zakładów przemysłowych, kotłowni miejskich, osiedlowych i indywidualnych palenisk domowych oraz emisja komunikacyjna. Ponadto, wpływ mają również ośrodki miejskie związane przestrzennie z Sosnowcem na terenie których znajdują się zakłady przemysłu hutniczego, chemicznego, energetycznego itp. Jednymi z większych źródeł zanieczyszczeń przemysłowych zlokalizowanych poza granicami miasta, mających wpływ na jakość powietrza są: Huta „Katowice" S.A. i Zakłady Koksochemiczne „Przyjaźń" w Dąbrowie Górniczej, Huta Metali Nieżelaznych „Szopienice" w Katowicach, Elektrociepłownia „Będzin" S.A. w Będzinie. Na zanieczyszczenie powietrza znacznie wpływają substancje emitowane przez pojazdy. Ponadto emisja zanieczyszczeń związana jest z używaniem węgla kamiennego do produkcji ciepła, szczególnie w małych kotłach z rusztem stałym i w nisko sprawnych paleniskach indywidualnych.

Celem strategicznym jest poprawa jakości powietrza atmosferycznego.

Cele długoterminowe to:

— ograniczenie niskiej emisji,
— ograniczenie wielkości emisji zanieczyszczeń komunikacyjnych,
— ograniczenie emisji pyłowo-gazowej z sektora przemysłowego,
— wdrożenie skutecznego zarządzania ochroną powietrza.

Działania na lata 2004–2006 to: likwidacja lub modernizacja lokalnych kotłowni opalanych paliwem stałym poprzez podłączanie do sieci cieplnej i elektrycznej, zastosowanie ogrzewania gazowego i olejowego; wspieranie ograniczenia niskiej emisji z palenisk indywidualnych; zwiększanie wykorzystania alternatywnych źródeł energii (biogaz); przebudowa i modernizacja dróg w celu zwiększenia płynności i przepustowości drogowej na terenie miasta; podwyższanie standardów technicznych infrastruktury drogowej; stosowanie nowoczesnych rozwiązań technicznych w komunikacji poprzez sukcesywną wymianę taboru w PKM Sosnowiec; rozbudowa ścieżek rowerowych; opracowanie programu ochrony powietrza i wspieranie monitoringu jakości powietrza.

Hałas

Na terenie miasta występują dwa główne rodzaje hałasu (według źródła powstawania):

— hałas przemysłowy powodowany przez urządzenia i maszyny w obiektach przemysłowych i usługowych,
— hałas komunikacyjny pochodzący od środków transportu drogowego i kolejowego.

Hałas komunikacyjny jest obecnie podstawowym źródłem zakłóceń klimatu akustycznego środowiska, który związany jest z pojazdami samochodowymi i szynowymi.

Celem strategicznym jest zmniejszenie uciążliwości hałasu dla mieszkańców miasta i spełnienie obowiązujących standardów w zakresie poziomu hałasu.

Celami długoterminowymi są:

— zintegrowane działania zmierzające do spełnienia obowiązujących norm,
— zarządzanie ochroną przed hałasem.

Przewidziane działania w latach 2004–2007 to głównie budowa ekranów akustycznych wzdłuż dróg: DK1, DK86, DK94, przebudowa i modernizacja dróg w celu zwiększenia płynności i przepustowości drogowej na terenie miasta i podwyższanie standardów technicznych infrastruktury drogowej.

Ochrona przyrody i krajobrazu

Prowadzona na terenie Sosnowca wieloletnia eksploatacja surowców energetycznych i skalnych (węgla kamiennego, piasku podsadzkowego, wapienia, łupków ilastych), oraz intensywny rozwój hutnictwa żelaza i metali nieżelaznych, przemysłu metalowego i włókienniczego oraz związany z nimi rozwój sieci dróg i linii kolejowych oraz zabudowa mieszkalna, spowodowały znaczące przekształcenia powierzchni ziemi.

W wyniku oddziaływania aglomeracji miejsko-przemysłowej na formacje przyrody ożywionej, struktura i skład florystyczny większości zbiorowisk roślinnych uległy znacznym przekształceniom.

Do ekosystemów zieleni miejskiej i przydomowej zalicza się zarówno przyuliczne trawniki, jak i parki stanowiące fragmenty terenów leśnych. Bez względu na rodzaj, mają one duże znaczenie, będąc czasem jedynym rodzajem roślinności na terenach zurbanizowanych. Do zieleni urządzonej należą parki, cmentarze, skwery, ogrody działkowe, ogrody przydomowe, zieleń osiedli mieszkaniowych i tras komunikacyjnych oraz zieleń przy obiektach użyteczności publicznej. Szczególnie cenne są zabytkowe założenia ogrodowe — parki i cmentarze, stanowiące istotny element przyrodniczy w mieście.

Cel strategiczny to kształtowanie i ochrona miejskiego systemu obszarów chronionych.

Cele długoterminowe to:
— sukcesywne objęcie ochroną prawną terenów cennych przyrodniczo,
— zwiększenie powierzchni terenów zielonych na terenie miasta,
— wzmocnienie roli rekreacyjnej i turystycznej terenów zielonych.

Zaplanowane działania na lata 2004–2006 to utworzenie parku dendrologicznego w wyniku modernizacji istniejącego parku oraz objęcie ochroną prawną 5 obszarów cennych przyrodniczo.

Ochrona gleb

W wyniku wielowiekowego przekształcenia środowiska doszło na terenie miasta do znacznej, wielokierunkowej degradacji gleb. Naturalna pokrywa została zniszczona w rejonie intensywnych działań gospodarczych, szczególnie w miejscach deponowania odpadów z kopalń węgla kamiennego, w otoczeniu zakładów przemysłowych i w miejscu powstania wykopów.

Wyniki badań gleby na terenie miasta wykazały:
— przekroczenie granicznych zawartości arsenu (ponad 20 mg/kg) na dużych obszarach miasta, szczególnie od strony zachodniej (wpływ Huty Metali Nieżelaznych „Szopienice"),
— przekroczenie granicznych zawartości kadmu (ponad 4 mg/kg) na znacznych obszarach miasta,
— przekroczenie granicznych zawartości cynku (ponad 300 mg/kg) na całym obszarze miasta,
— przekroczenie granicznych zawartości ołowiu (ponad 100 mg/kg) prawie na całym obszarze miasta.

Wysoka zawartość w glebach na terenie Sosnowca niektórych metali ciężkich ma w dużej mierze pochodzenie naturalne. Za wysokie tło geochemiczne metali w glebach odpowiedzialne są wysokie koncentracje tych pierwiastków w podłożu geologicznym.

Cel strategiczny to racjonalne wykorzystanie gleby wraz z jej ochroną i rekultywacją.

Cele długoterminowe to:
— zagospodarowanie gleb w sposób adekwatny do ich klasy bonitacyjnej,
— ograniczenie czynników wpływających na degradację gleby,
— zrekultywowanie gleb zdegradowanych.

Kierunki działań w latach 2004–2006:
— ochrona gruntów rolnych,
— prowadzenie monitoringu jakości gleby i ziemi,
— coroczna aktualizacja rejestru terenów, na których stwierdzono przekroczenia standardów gleby lub ziemi,
— przeciwdziałanie degradacji chemicznej gleb poprzez ochronę powietrza i wód powierzchniowych.

Lasy

Na obszarze miasta jest kilkadziesiąt różnej wielkości połaci lasów, które stanowiły kiedyś zwarty kompleks leśny. Największe fragmenty zachowały się w dzielnicy Zagórze, Maczki i Jęzor-Bór. W ciągu ostatnich dwóch stuleci powierzchnia lasów Sosnowca zmniejszyła się 2,5-krotnie, a na miejscu naturalnych lasów liściastych nasadzano monokultury sosny i świerka. Obecnie lasy stanowią 19,6% powierzchni miasta.

Cel strategiczny to wzbogacenie i racjonalna eksploatacja zasobów leśnych.

Cele długoterminowe:
— wzrost lesistości miasta poprzez zalesianie terenów rekultywowanych,
— ochrona zasobów leśnych i poprawa kondycji przyrodniczej obszarów leśnych,
— zapewnienie trwałości i wielofunkcyjności lasów,
— renaturalizacja obszarów leśnych,
— powiększanie różnorodności biologicznej w lasach na poziomie genetycznym i gatunkowym,
— poprawa zdrowotności i odporności drzewostanów.

Ochrona zasobów kopalin

W granicach administracyjnych Sosnowca znajduje się kilka kopalń węgla kamiennego, z których tylko KWK „Kazimierz Juliusz" jest kopalnią czynną. Na obszarze Sosnowca udokumentowano również kilka powierzchniowych złóż kopalin pospolitych, takich jak: surowce ilaste dla ceramiki budowlanej, wapienie i margle dla przemysłu wapienniczego, a także złoże piasku podsadzkowego zaliczone do kopalin podstawowych.

Pozycja Sosnowca jako znaczącego ośrodka wydobycia węgla kamiennego należy nieodwołalnie do przeszłości. Pozostałe kopaliny pospolite nie mają znaczenia i najprawdopodobniej nie będą eksploatowane. Eksploatacja będzie kontynuowana w kopalni piasku Maczki-Bór, ale coraz większego znaczenia będzie nabierała działalność kopalni nie związana bezpośrednio z eksploatacją.

Tereny poprzemysłowe

Są to głównie tereny trzech składowisk, związane z kopalniami węgla kamiennego oraz obszar CTL Maczki-Bór. Na obszarze kopalń prowadzona była i jest w dalszym ciągu rekultywacja terenów zdegradowanych. To samo dotyczy terenów znajdujących się w zasięgu działalności CTL Maczki-Bór.

Cele długoterminowe to:

— tworzenie warunków dla zagospodarowywania terenów poprzemysłowych,

— rewitalizacja terenów zdegradowanych.

Kierunki działań w latach 2004–2006:

— rewitalizacja terenów po byłej KWK „Sosnowiec" dla potrzeb parku technologicznego z uwzględnieniem aspektu ochrony dziedzictwa kulturowego,

— rekultywacja terenów po byłej KWK „Porąbka-Klimontów" w rejonie Strefy Aktywności Gospodarczej, zagospodarowanie terenów po byłej KWK „Saturn".

Aspekty finansowe realizacji programu

Realizacja zamierzeń z zakresu ochrony środowiska wymaga zapewnienia źródeł finansowania inwestycji oraz systemu zarządzania i kontroli.

Obecnie potencjalne źródła finansowania działań związanych z ochroną środowiska to:

— fundusze własne województwa, powiatów i gmin,

— fundusze własne inwestorów,

— pożyczki, dotacje i dopłaty do oprocentowania preferencyjnych kredytów udzielane przez Narodowy, Wojewódzki i Powiatowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej,

— kredyty preferencyjne udzielane np. przez Bank Ochrony Środowiska (BOŚ S.A.) z dopłatami do oprocentowania lub ze środków donatorów, kredyty komercyjne, kredyty konsorcjalne,

— kredyty międzynarodowych instytucji finansowych (Europejski Bank Odbudowy i Rozwoju — EBOiR, Bank Światowy), leasing,

— obligacje komunalne,

— zagraniczna pomoc finansowa udzielana poprzez fundacje i programy pomocy (np. z ekokonwersji poprzez Ekofundusz, fundusze Unii Europejskiej).

Sposób kontroli oraz dokumentowania realizacji programu

Zgodnie z ustawą o ochronie środowiska zarząd miasta co dwa lata sporządza raport z wykonania programu ochrony środowiska i przedstawia go radzie miasta. W przypadku programu ochrony środowiska dla Sosnowca pierwszy raport powinien obejmować okres 2004–2005, a drugi okres 2006–2007, oba znajdujące się w zasięgu celów krótkoterminowych. Po wykonaniu pierwszego raportu można ewentualnie wprowadzić aktualizację programu na najbliższe dwa lata. Cały program będzie aktualizowany co cztery lata.

W celu właściwej oceny stopnia wdrażania programu ochrony środowiska konieczne jest ustalenie zasad przedstawiania postępów w realizacji programu. Dobrymi miernikami wyznaczającymi stan środowiska i presji na środowisko są wskaźniki, których podstawowym zadaniem jest zobiektywizowanie oceny realizacji celów.

W dyskusji brali udział: A. Chmura, J. Jureczka, B. Ptak i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 9 grudnia 2004 r.

Janusz JURECZKA, Maria KARWASIECKA, Włodzimierz KRIEGER, Jadwiga WAGNER: **Seria węglanowa karbonu i dewonu regionu górnośląskiego, jako potencjalny zbiornik wód geotermalnych**

Na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w podłożu karbońskich utworów węglonośnych i podścielających je karbońskich utworów fliszowych zalegają wapienie i dolomity dewonu środkowego i górnego oraz dolnego karbonu, zwane serią węglanową. Seria ta zalega na różnych głębokościach od ok. 2000–2500 m w części wschodniej zagłębia do 3500–4000 m i większej — w części centralnej, w części zachodniej jest nierozpoznana. Miąższość serii wzrasta od 200–300 m na południu zagłębia do 1400–1500 m w części północnej. Szerokie rozprzestrzenienie i duża miąższość serii, a także wysokie temperatury wynikające ze znacznych głębokości zalegania, stwarzają potencjalne możliwości wykorzystania tych utworów do celów geotermalnych.

Niemal wszystkie otwory wiertnicze osiągające serię węglanową położone są na południowych obrzeżach zagłębia i w większości zostały odwiercone co najmniej 30–40 lat temu. W pozostałej części zagłębia informacje geologiczne wnoszą w zasadzie tylko dwa otwory — Sosnowiec IG 1 i Goczałkowice IG 1 (również odwiercone przeszło 30 lat temu). Pomimo słabego stopnia rozpoznania, można jednak bez większych błędów oszacować parametry dotyczące zalegania serii (głębokość, miąższość), biorąc za punkt wyjścia dobrze rozpoznaną budowę geologiczną karbonu produktywnego i analizując miąższości utworów leżących głębiej. Dość precyzyjnie można określić parametry geotermiczne serii węglanowej na podstawie temperatur pomierzonych w utworach karbonu i wykorzystując trendy gradientu geotermicznego i gęstości strumienia cieplnego. Największy problem stwarza określenie parametrów hydrogeologicznych, w tym wodonośności i chłonności. Przeprowadzone badania hydrogeologiczne serii węglanowej w otworach Sosnowiec IG 1 i Goczałkowice IG 1 są bardzo niekorzystne (wynika z nich, że praktycznie są to utwory nieprzepuszczalne, a do zapiętych próbników w zasadzie nie uzyskano przypływu). Trudno jednak dziś określić wiarygodność tych wyników, ze względu na ówczesne techniki wiercenia. Z kolei w odwierconym stosunkowo niedawno otworze Kozy MT-3 w utworach serii węglanowej po zabiegu kwasowania uzyskano dość dużą wydajność pompowania – 41,4 m^3/h (przy depresji 93,5 m) oraz chłonność –150 m^3/godz. Trzeba jednak zaznaczyć, że otwór Kozy MT-3 (położony na południowych obrzeżach zagłębia) został zlokalizowany w odmiennych od pozostałych obszarów zagłębia warunkach geologiczno-strukturalnych, bowiem seria węglanowa przykryta tam jest tylko 100 metrową warstwą kulmu, a wyżej występują utwory nasunięcia karpackiego. Brak jest utworów karbońskich o dużych miąższościach, leżących w ciągłości sedymentacyjnej, tak jak to ma miejsce prawie na całym obszarze zagłębia.

Wszelkie wątpliwości dotyczące własności hydrogeologicznych serii węglanowej zostałyby wyjaśnione po odwierceniu w centralnej części zagłębia nowego otworu wiertniczego z badaniami hydrogeologicznymi tej serii, wykonanymi przy zastosowaniu nowoczesnych technik. W celu znacznego obniżenia kosztów wiercenia można wykorzystać jeden z kilkunastu otworów firmy AMOCO odwierconych w latach 1994–1996. Analizę takich możliwości Oddział Górnośląski PIG przeprowadził w 2003 r. dla obszaru gminy Tychy. Z analizy tej wynika, że najkorzystniejsze byłoby pogłębienie otworu AMOCO–Urbanowice 1 (głębokość odwiercona 1951 m). W otworze tym, po jego rekonstrukcji i pogłębieniu przypuszczalny strop serii węglanowej zostałby nawiercony na głębokości ok. 3340 m. Po przewierceniu 500 metrowego odcinka serii węglanowej końcowa głębokość otworu wynosiłaby 3840 m, przypuszczalna temperatura na stropie serii wynosiłaby ok. 110°C, w spągu otworu ok. 121°C.

W dyskusji brali udział: Z. Buła, A. Pacholewski, A. Zdanowski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 10 grudnia 2004 r.

Jolanta MARKIEWICZ, Małgorzata TRUSZEL: **Oznaczenie wieku granodiorytu z Zawiercia metodą izochronową rubidowo-strontową na podstawie całych próbek skalnych**

W strefie krakowsko-lublinieckiej występowanie skał magmowych znane jest z rejonów: Myszkowa-Mrzygłodu, Zawiercia, Pilicy i Doliny Będkowskiej. W literaturze geologicznej wiek skał magmowych był różnie interpretowany (Wieser, 1957; Bukowy, Cebulak, 1964; Ekiert, 1971; Ryka, 1974; Harańczyk, 1985; Karwowski, 1988; Żaba, 1996). Z waryscyjskim cyklem magmowym wiązane są skały kwaśne, pochodne magmy granodiorytowej lub dacytowej.

Dotychczas przeprowadzone badania geochronologiczne objęły granodioryty z rejonu Myszkowa-Mrzygłodu i Pilicy oraz porfiry (dacyty) z rejonu Myszkowa-Mrzygłodu i Zawiercia (Lis, Sylwestrzak, 1976, 1978; Jarmołowicz-Szulc, 1984; Chaffe, Podemski, 1996) z zastosowaniem głównie metody K-Ar, a w kilku próbkach również metody Ar/Ar (Chaffee, Podemski, 1996). Uzyskane wyniki mieszczą się w przedziale od 310–395 mln lat dla skał magmowych z całego regionu (K–Ar) z wiekiem granodiorytu z Myszkowa wynoszącym 292–305 mln lat (Ar/Ar).

Oznaczenie wieku metodą Rb-Sr dotyczy granodiorytu z otworu RK-2 położonego w rejonie Zawiercia. Do badań izotopowych wytypowano 13 próbek skał z głównego interwału intruzji (gł. 292,0–673,0 m) w tym dwie próbki z cienkich apofiz występujących poniżej intruzji.

Makroskopowo są to skały barwy szarej, rzadziej różowej, średnioziarniste o teksturze bezładnej, strukturze zwykle porfirowej. Ich głównym składnikiem są idio- i hipidiomorficzne skalenie reprezentowane przez średniozasadowe plagioklazy. Mniej licznie występują drobne, ksenomorficzne ziarna skalenia alkalicznego (mikroklin). Podrzędnie występuje biotyt, z reguły silnie przeobrażony w agregat hydromiki, chlorytu, kalcytu i epidotu.

Pomiaru stosunków izotopowych $^{87}Sr/^{86}Sr$, koncentracji Sr i Rb dokonano za pomocą spektrometru mas *VG Sector 54* (produkcji firmy *FISONS*, Wlk. Brytania). Pomiary stosunków izotopowych $^{87}Sr/^{86}Sr$ zostały skorygowane na standard NBS SRM 987 ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710248 \pm 0.000011$). Z otrzymanych wyników wyliczono stosunki izotopowe $^{87}Rb/^{86}Sr$. Całość umieszczono w układzie współrzędnych $^{87}Rb/^{86}Sr$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Otrzymany wiek dla 8 próbek z interwału głównej intruzji wynosi 281 ± 17 Ma i stosunek inicjalny $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)} = 0.70673 \pm 0.00018$. Wiek 3 próbek z dolnej części otworu wynosi 340 ± 8 Ma i stosunek inicjalny $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)} = 0.70487 \pm 0.00011$. Pozostałe próbki nie nadają się do datowania.

Uzyskane wyniki potwierdzają, sugerowany w literaturze, wielofazowy rozwój magmatyzmu w regionie krakowsko-lublinieckim.

Analizy wykonano w Pracowni Termojonizacyjnej Spektrometrii Masowej Instytutu Nauk Geologicznych PAN w Warszawie pod kierunkiem dr Roberta Bachlińskiego. Badania były finansowane z grantu KBN: pkt pl. 5.1603.02.24.0 — „Magmatyzm i metamorfizm strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec jako przesłanki występowania złóż polimetalicznych".

W dyskusji brali udział: M. Karwasiecka, K. Lasoń, B. Ptak i prelegentki.

Posiedzenie odbyło się w dniu 16 grudnia 2004 r.

ODDZIAŁ KARPACKI

Wojciech RYŁKO, Adam TOMAŚ: **Podłoże skonsolidowane Karpat pomiędzy Dunajcem a Tisą**

W pracy przedstawiono tektoniczny obraz skonsolidowanego podłoża Karpat w południowo-wschodniej Polsce i w zachodniej Ukrainie na obszarze pomiędzy Dunajcem a Tisą.

Do rozpoznania morfologii i tektoniki podłoża skonsolidowanego Karpat wykorzystano wyniki sondowań magnetotellurycznych oraz głębokich sondowań sejsmicznych. Wyniki tych dwóch metod są kompatybilne i w podobny, rzeczywisty sposób pozwalają odtworzyć głębokość do podłoża skonsolidowanego. Na obszarze Polski wykorzystano głównie wyniki sondowań magnetotellurycznych, natomiast z obszaru Słowacji i Ukrainy wyniki głębokich sondowań sejsmicznych.

W oparciu o materiały sejsmiczne i magnetotelluryczne określono głębokości do skonsolidowanego podłoża. Wykonano mapę głębokości zalegania skonsolidowanego podłoża, szkic przebiegu głównych elementów tektonicznych oraz szereg głębokich przekrojów poprzecznych

Morfologia skonsolidowanego podłoża Karpat pomiędzy rzeką Dunajec w Polsce i Tisą na Ukrainie jest bardzo zróżnicowana. Głębokość do stropu podłoża skonsolidowanego waha się od kilku kilometrów do około 24 km. Powierzchnia ta, obniża się z północnego zachodu na południowy wschód, od Dunajca po Tisę. Ma ona kształt rowu o osi Tarnów–Putila. Na północ i na południe od osi rowu powierzchnia skonsolidowanego podłoża podnosi się do głębokości kilku, kilkunastu kilometrów przy nasunięciu karpackim oraz przy pienińskim pasie skałkowym na południu.

W części wschodniej obszaru badań, przy brzegu nasunięcia, od Jaremczy do południka miejscowości Skole, powierzchnia skonsolidowanego podłoża zalega na głębokościach około 10 km. Dalej na zachód powierzchnia podnosi się osiągając przy brzegu nasunięcia karpackiego głębokość kilku kilometrów. Na południu przy pienińskim pasie skałkowym charakter powierzchni skonsolidowanego podłoża jest bardziej skomplikowany.

Największe przegłębienia obserwujemy we wschodniej części obszaru badań, na Ukrainie, w rejonie miejscowości Majdan, Ust-Corna i przełęczy Jabłonowskiej. Powierzchnia skonsolidowanego podłoża zalega tutaj na głębokości poniżej 22 km. Oś strefy maksymalnych przegłębień powierzchni skonsolidowanego podłoża od Rachova aż po Krosno ma charakter regularny i przebieg południowy wschód–północny zachód. Na wysokości Krosna wykręca ku południowi do rejonu Krynicy gdzie przyjmuje ponownie kierunek SE–NW.

Podłoże skonsolidowane Karpat pomiędzy Dunajcem a Tisą ma charakter blokowy i pocięte jest szeregiem rozłamów podłużnych i poprzecznych.

W części zachodniej obszaru badań, na zachód od Krosna, biegnie rozłam o przebiegu północny wschód–południowy zachód. Jest to transwersalna strefa tektoniczna B–B. Biegnie ona wzdłuż linii Wysowa–Sędziszów Małopolski. Wzdłuż tego rozłamu następuje przemieszenie bloków skonsolidowanego podłoża względem siebie o około 40 km. Następnym, ku wschodowi jest głęboki rozłam biegnący wzdłuż linii Stary Sambor–Ustrzyki Górne o kierunku NE–SW. W szerszym planie rozłam ten biegnie od Łucka na platformie wschodnioeuropejskiej przez Stary Sambor i Ustrzyki Górne po Mihalovce na Słowacji. Rozłam ten zrzuca podłoże ku południowemu wschodowi o około 8–10 km. W swojej części południowej, na Słowacji, w rejonie Mihalovec rozłam ten powoduje zaburzenia w pasie wylewów Vyhorlatu. Może to sugerować jego młody wiek.

Następnym w kolejności jest rozłam biegnący wzdłuż linii Stryj–Skole. Jest to rozłam Niemirov–Javorov–Stryj– Skole–Mukačevo. Rozłam ten stanowi zachodnią granicę strefy największych obniżeń na obszarze Karpat ukraińskich. Najbardziej wschodnim jest rozłam o przebiegu również północny wschód–południowy zachód biegnący wzdłuż linii Vorochta–Rachov. Jest to rozłam Kolomyja–Vorochta–Rachov. W strefie tego rozłamu zanika pieniński pas skałkowy. Jest on również zachodnim ograniczeniem masywu marmaroskiego. Dalej na południe rozłam ten przyjmuje kierunek zbliżony do południkowego i staje się wschodnim ograniczeniem basenu panońskiego.

W podłożu skonsolidowanym Karpat, pomiędzy Dunajcem i Tisą, wyróżniono trzy główne rozłamy podłużne. W części północnej jest to rozłam perykarpacki, w części południowej rozłam perypieniński. W centralnej części obszaru badań wyróżniono „regionalny skłon podłoża".

Rozłam najbardziej północny biegnie wzdłuż linii Jaremcza–Stary Sambor–Przemyśl–Rzeszów. Na obszarze Polski jest to wschodni fragment rozłamu perykarpackiego, na zachodniej Ukrainie nosi on nazwę rozłamu przedkarpackiego. W planie kompleksu bajkalskiego, w swojej zachodniej części, na obszarze Polski rozłam ten pokrywa się z wielką strefą dyslokacyjną Kniażyc. Bardziej południowym jest wyróżniony rozłam biegnący w centrum obszaru badań. Na zachodzie, na obszarze Polski, pomiędzy Dunajcem a Wysową, rozłam ten ma przebieg prawie wschód–zachód. Na wschód od poprzecznego rozłamu Wysowa–Jasło rozłam ten jest przesunięty o około 45 km na północ i biegnie on wzdłuż linii Jasło–Sanok–Ustrzyki Dolne aż do rozłamu poprzecznego Luck–Stary Sambor–Ustrzyki Górne–Mihalovce. Dalej na wschód, już na obszarze Karpat ukraińskich, pomiędzy poprzecznymi rozłamami Łuck–Stary Sambor–Ustrzyki Górne–Mihalovce i Niemirov–Javorov–Stryj–Skole–Mukačevo biegnie on wzdłuż linii Ustrzyki Górne–Volovec. Jest on tu przesunięty na południe w stosunku do gałęzi zachodniej o kilkanaście kilometrów. Na wschód od rozłamu poprzecznego Niemirov–Javorov–Stryj–Skole–Mukačevo po rozłam poprzeczny Kolomyja–Vorochta–Rachov rozłam ten („regionalny skłon podłoża") jest przesunięty ponownie ku północy o około 35 km i biegnie wzdłuż linii Skole — prz. Jabłonowska. Dalej na wschód, za rozłamem Kolomyja–Vorochta–Rachov kontynuuje się on po Górę Czivczin. Rozłam ten w całym swoim przebiegu zrzuca wyraźnie powierzchnię skonsolidowanego podłoża ku południowi. Najbardziej południowym z wydzielonych rozłamów jest rozłam perypieniński. Rozłam ten biegnie od masywu marmaroskiego na wschodzie, w kierunku północno-zachodnim przez cały obszar badań. Na południe od niego, podłoże skonsolidowane ulega wyraźnemu podniesieniu. Wielkość tego podniesienia jest porównywalna z odpowiednimi wielkościami zrzutów wzdłuż „regionalnego skłonu podłoża". Tak więc pomiędzy regionalnym skłonem podłoża i rozłamem perypienińskim mamy do czynienia z głębokim rowem. Rów ten jest wypełniony utworami mezopaleozoicznymi, co świadczy, że ukształtował się we wczesnym paleozoiku a w trakcie neogeńskiej przebudowy tej części podłoża Karpat uległ już niewielkim zmianom.

Morfologia powierzchni skonsolidowanego podłoża Karpat jest bardzo zróżnicowana. Głębokość zalegania stropu podłoża waha się od kilku kilometrów w zachodniej części obszaru badań, do około 24 km w obszarze południowo-wschodnim. Generalnie powierzchnia obniża się z północnego-zachodu ku południowemu-wschodowi. Zmiany głębokości mają charakter nieciągły.

Na północ od pienińskiego pasa skałkowego występuje strefa maksymalnych depresji. Oś tej strefy w większości obszaru jest regularna i ma przebieg NW–SE. W bezpośredniej bliskości pienińskiego pasa skałkowego powierzchnia skonsolidowanego podłoża wykazuje tendencję do podnoszenia się ku południowi.

Skonsolidowane podłoże charakteryzuje się budową blokową. Pocięte jest szeregiem rozłamów porzecznych i podłużnych. Wzdłuż rozłamów poprzecznych następuje systematyczny zrzut tej powierzchni w kierunku południowo-wschodnim.

Powierzchnia skonsolidowanego podłoża pomiędzy „regionalnym skłonem podłoża" i rozłamem perypienińskim ma charakter rowu o osi Rachov–Krynica. Rów ten jest prawdopodobnie wypełniony osadami paleozoiku i mezozoiku. Przypuszczalnie również w rowie tym znajdują się korzeniowe partie jednostek fliszowych.

W dyskusji brali udział: B. Olszewska, R. Kopciowski, K. Żytko i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 25 marca 2004 r.

Anna TOMAŚ: **Górny paleozoik w południowej części masywu górnośląskiego, dewońsko-karbońska seria węglanowa**

Omówiono dewońsko-karbońską serię węglanową w podłożu Karpat zewnętrznych i ich przedpola, na obszarze pomiędzy Cieszynem i Bochnią. Seria ta wchodzi w skład górnopaleozoicznego pokrywowego piętra strukturalnego masywu górnośląskiego (Buła, 1997), bloków: Ostrawy–Bielska Białej, Krakowa i Liplasu (Paszkowski, 1988; Zając, 1995). Jej podpermsko-mezozoiczne wychodnie, w południowo-zachodniej części masywu górnośląskiego, układają się w formie „pasów" otaczających elewację krystalicznego podłoża prekambryjskiego, zwaną ryglem Bielsko–Andrychów (Kotas, 1984; Buła, 1997; Baran i in., 1997). W południowo-wschodniej części masywu, na bloku Liplasu, widoczny jest mozaikowy układ litofacji. Na litofacjalny rozwój dewońsko-karbońskiej serii węglanowej oraz jej miąższość, miały wpływ liczne czynniki (Paszkowski, 1988), spośród których do ważniejszych należą: zróżnicowana morfologia dna zbiornika i zmienna subsydencja wynikająca z sysnsedymentacyjnej tektoniki. Na dzisiejszy obraz jej podpermsko-mezozoicznych wychodni, miały również wpływ procesy tektoniczno-erozyjne postsedymentacyjne, związane z ruchami waryscyjskimi, a także z ruchami alpejskimi, które ostatecznie przebudowały i uformowały ten obszar.

Seria węglanowa w południowej części masywu górnośląskiego występuje w rejonie Lachowic (Narkiewicz, 1996), w „pasie" Ustroń–Tokarnia oraz w „pasie" Puńców–Głogoczów (Tomaś, Zając, 1996). Jest ona również obecna w rejonie Liplas–Tarnawa (Zając, 1995; Narkiewicz, 2001; Matyja i in., 2001).

Dewońsko-karbońska seria węglanowa zalega na prekambryjskim podłożu skonsolidowanym lub na platformowych utworach kambru lub/i na lądowych utworach dewonu dolnego (facja old red). W jej bezpośrednim nadkładzie występują klastyczne utwory karbonu dolnego (facja kulmu), utwory permu, jury lub miocenu.

Na blokach Ostrawy–Bielska-Białej i Krakowa dewońsko-karbońska seria węglanowa jest reprezentowana przez facje platformowe. Obejmują one utwory zróżnicowane w zakresie środowisk depozycyjnych platformy lub rampy węglanowej (Bełka, 1987; Paszkowski, 1988; Zając, 1995; Tomaś, Zając, 1996; Narkiewicz, 1996, 2001). Inwentarz litologiczny w poszczególnych profilach jest podobny, lecz następstwo litofacji jest często odmienne, co wynika zarówno z urozmaiconej morfologii dna, jak i zróżnicowanej subsydencji zbiornika. W dewonie środkowym i górnym występują: dolomity (margliste, porowate), dolomity i wapienie koralowo-stromatoporoidowe, wapienie pelityczne laminowane, wapienie falisto-gruzłowe, wapienie ziarniste, wapienie mikrytowo-fenestralne, margle, oraz utwory klastyczne (konglomeraty, brekcje). W dolnym karbonie są to: wapienie ziarniste (detrytyczne, biodetrytyczne), wapienie gruzłowe, margle, wapienie mikrytowe peloidowo-fenestralne z poziomami gleb kopalnych (Zając, 1995; Tomaś, Zając, 1996; Narkiewicz, 2001).

Na bloku Liplasu w dewonie i karbonie rozwijały się zarówno facje platformowe, jak i pelagiczne (basenowe) i ma to związek ze specyficzną sytuacją geotektoniczną tego obszaru. Znajdował się on w bliskim sąsiedztwie strefy dyslokacyjnej Kraków–Lubliniec, oddzielającej masyw górnośląski od małopolskiego (Buła, 1997; Żaba, 1999; Kiersnowski, 2001; Poprawa i in., 2001). Facje platformowe na bloku Liplasu są analogiczne jak w obszarze zachodnim. Facje pelagiczne w dewonie są reprezentowane przez: czarne wapienie gruzłowe, czarne pelityczne laminowane wapienie i margle. W dolnym karbonie występują: czarne margle, mułowce i iłowce wapienne laminowane, wapienie spikulowe, spongiolity, wapienie allodapiczne.

Miąższość dewońsko-karbońskiej serii węglanowej zmienia się od około 50–300 m w rejonie Lachowic, przez około 430 –570 m w „pasie" Ustroń–Tokarnia, około 720–996 m w „ pasie" Puńców–Głogoczów i wynosi maksymalnie do 1170 m w rejonie Liplas–Tarnawa.

Profil serii węglanowej obejmuje utwory: dewonu środkowego–niższego franu w rejonie Lachowic (Narkiewicz, 1997), dewonu środkowego–górnego bez części wyższej famenu w „pasie" Ustroń–Tokarnia (Tomaś, Zając, 1996), dewonu środkowego karbonu dolnego bez wizenu górnego w „pasie" Puńców–Głogoczów i dewonu środkowego–karbonu dolnego w rejonie Liplas–Tarnawa (Matyja i in., 2001).

W południowej części masywu górnośląskiego, na obszarze od Cieszyna po południk Krakowa, w kierunku na zachód, północ i wschód od rygla Bielsko–Andrychów, wzrasta miąższość dewońsko-karbońskiej serii węglanowej, a jej profil staje się coraz pełniejszy stratygraficznie. Wskazuje to na duży wpływ elewacji podłoża skonsolidowanego rygla Bielsko–Andrychów na rozwój dewońsko-karbońskiej sedymentacji. W rejonie Liplas–Tarnawa pierwotnie duża miąższość dewońsko-karbońskiej serii węglanowej, jej specyficzny rozwój litofacjalny i różnorodność stratygraficzna, wskazują z jednej strony na intensywną i długotrwałą subsydencję, z drugiej zaś na duży wpływ synsedymentacyjnych procesów tektoniczno-erozyjnych. Na obszarze tym tworzyły się tektoniczne założenia dla permsko-triasowgo rowu Liplas–Tarnawa (Kiersnowski, 2001; Poprawa i in., 2001).

W dyskusji brali udział: R. Kopciowski, W. Ryłko, A. Tomaś i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 maja 2004 r.

Barbara OLSZEWSKA: **Dwa zespoły mikroskamieniałości — czyli o konieczności kompleksowych badań mikropaleontologicznych**

Tradycyjną metodą stosowaną przy analizie zespołów otwornic z turbiditowych utworów polskich Karpat Zewnętrznych, jest przeglądanie zespołów uzyskanych w trakcie maceracji wodnej. Maceracja ta (wsparta stosowaniem określonych odczynników) uwalnia zawarte w skale szczątki organiczne. Ilość i jakość uzyskanego materiału do badań zależy w znacznej mierze od długości i dokładności stosowanej procedury. Są jednak przypadki, gdy względy czasowe ograniczają możliwość dłuższego przygotowania próbek do badań lub twardość skały nie pozwala na uzyskanie spodziewanej ilości maceratu. Dopiero w takich przypadkach decydowano się, na wykonanie z badanej próbki skalnej płytki cienkiej. Obecnie, postuluje się równoczesne korzystanie z obydwu metod, gdyż jak stwierdzono, analiza płytek cienkich nie tylko dostarcza informacji o zawartych w skale mikroszczątkach, ale w znacznej mierze uzupełnia dane uzyskane metodą maceracji wodnej. Dla udokumentowania tego postulatu przedstawiono przykłady zespołów otwornic z wybranych wydzieleń jednostki skolskiej:

1. Łupki spaskie (najwyższa część). W materiale macerowanym stwierdzono ubogi zespół otwornic krzemionkowych: *Hippocrepina depressa*, *Pseudonodosinella troyeri*, *Trochammina vocontiana*, *Gaudryina filiformis* sugerujący dla badanych utworów wiek w interwale apt–cenoman oraz środowisko sedymentacji poniżej lokalnej granicy kompensacji węglanu wapnia. W wykonanej z tej samej próbki płytce cienkiej stwierdzono również obecność form planktonicznych, między innymi gatunku *Gümbelitria cenomana* dokumentującego cenomański wiek próbki. Ponadto obecność wapiennych cyst dinoflagellata: *Pithonella ovalis* i *Pithonella sphaerica* wskazuje na rzeczywistą akumulację badanych utworów powyżej granicy kompensacji.

2. Twarde utwory margli z Hołowni (margli krzemionkowych) są bardzo trudne do maceracji i dostarczają niewielkiej ilości okazów otwornic, chociaż mimo znacznej sylifikacji trafiają się w nich gatunki o skorupkach wapiennych (np. globotrunkany).

Wykonane płytki cienkie dowodzą, że margle z Hołowni są w zasadzie skałą zbudowaną z elementów gąbek z licznymi otwornicami wapienno-skorupowymi wskazującymi na senoński wiek tego wydzielenia.

3. Tzw. wapienie z Birczy stanowią wkładkę organodetrytyczną w miąższych bezwapnistych utworach czerwonych łupków. Stwierdzone w tej części łupków zespoły otwornic z materiału macerowanego wskazują ogólnie na paleoceński wiek utworów. Wykonane z wapieni płytki cienkie zawierają bogaty zespół szczątków organicznych obejmujący otwornice, glony wapienne, mszywioły i jeżowce. Obecne w zespole otwornic planktoniczne gatunki *Igorina pusilla*, *Globanomalina pseudomenardii*, *Chilogümbelina crinita* określają wiek warstwy na niższy późny paleocen. Biorąc pod uwagę fakt, że wspomniana warstwa występuje od kilku do kilkunastu metrów powyżej spągu czerwonych łupków (Rajchel, 1990) można wnioskować, że główna masa tego wydzielenia powstała podczas eocenu.

Przedstawione powyżej przykłady z jednostki skolskiej wydają się potwierdzać zasadność postulatu prelegentki.

W dyskusji brali udział: K. Żytko, J. Chowaniec, Z. Paul, I. Laskowicz i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 4 listopada 2004 r.

Wojciech GRANOSZEWSKI, Dieter DEMSKE, Małgorzata NITA, Georg HEUMANN, Andrei A. ANDREEV: **Zmienność roślinności w czasie ostatniego interglacjału na podstawie badań palinologicznych osadów jeziora Bajkał**

Jezioro Bajkał jest jednym z niewielu kontynentalnych jezior eurazjatyckich posiadających niezwykle długi, nieprzerwany zapis (ok. 30 milionów lat) zachowany w osadach dennych, które mogą być wykorzystane do badań paleoklimatycznych z bardzo wysoką rozdzielczością.

Współczesny klimat w rejonie Bajkału jest silnie kontynentalny a dominującą formacją roślinną są lasy borealne typu tajgi. Zachodnie, wilgotniejsze stoki gór pokryte są lasami tworzonymi przez limbę syberyjską (*Pinus sibirica)*, jodłę syberyjską (*Abies sibirica)* oraz świerka syberyjskiego (*Picea obovata)*, podczas gdy wschodnie, suchsze stoki porośnięte sa głównie przez zbiorowiska tworzone przez sosnę zwyczajną (*Pinus sylvestris*) i modrzewie (*Larix*). Gatunki brzóz drzewiastych (*Betula*) oraz topoli (*Populus*) zwykle formują wtórne zbiorowiska, np. po pożarach. Zbiorowiska stepowe również zajmują stanowiska o ekspozycji wschodniej. Górną granicę lasu tworzą: sosna kosa (*Pinus pumila*) i olcha kosa (*Alnus fruticosa*).

Badane osady zostały nawiercone w północnym zbiorniku jeziora z głębokości wody 386 m (profil CON01-603-2). Analizowana sekwencja (725.5–608 cm) składa się z biogenicznych osadów bogatych w okrzemki. Osady tego profilu były również poddane badaniom paleomagnetycznym. Wyniki tych badań zostały skorelowane z krzywą wzorcową (ODP Site 984) a uzyskany w ten sposób model wiekowy wskazuje, że akumulacja badanych osadów miała miejsce pomiędzy 130–115 tysięcy lat temu, a ostatni interglacjał trwał ok. 10 600 lat czyli od 128 do 117.4 tysiące lat temu.

Sukcesja pyłkowa pozwoliła na wydzielenie 7 lokalnych zespołów pyłowych (L PAZ) i obejmuje schyłek późnego glacjału poprzedzającego ostatni interglacjał, pełny zapis zmian interglacjalnych, oraz pierwszy stadiał ostatniego zlodowacenia.

Spągowy poziom pyłkowy (CK-1 L PAZ) wskazuje na dominacje w rejonie północnego Bajkału zbiorowisk stepowych (*Artemisia*, Poaceae, Asteraceae), oraz zbiorowisk tundrowych z brzozą karłowatą (*Betula nana*) i olchą kosą.

Poziomy pyłkowe CK-2 do CK-6 reprezentują interglacjalną sukcesję zbiorowisk leśnych w tym terenie, która zaczęła się rozwojem lasów brzozowo-modrzewiowych. Początek formowania się zbiorowisk tajgowych wyznacza silna ekspansja świerka, a następnie jodły. Maksymalne rozprzestrzenienie jodły wyznacza optimum klimatyczne. Zmieniające się warunki klimatyczne (ochłodzenie), doprowadziły do ustąpienia jodły, oraz ekspansji najpierw *Pinus sibirica* a następnie *P. sylvestris*.

Stropowy poziom pyłkowy CK-7 odzwierciedla zmiany roślinności charakterystyczne dla klimatu bardzo zimnego i suchego. Rozprzestrzenienie zbiorowisk z *Artemisia*, Chenopodiaceae, Asteraceae Cichorioideae i Poaceae wskazuje na dominacje w tym czasie zimnego stepu. O jednoczesnym rozwoju zbiorowisk tundrowych świadczą wzrastające udziały procentowe takich taksonów pyłkowych jak: *Alnus fruticosa*, *Betula nana*, oraz wierzb (*Salix*).

W dyskusji brali udział: Z. Paul, B. Olszewska, M. Łopuszyńska, P. Marciniec, A. Tomaś, P. Freiwald i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 18 listopada 2004 r.

Tomasz MALATA, Paweł POPRAWA, Janusz SKULICH, Zoltán PÉCSKAY, Michał BANAŚ, Monika KUSIAK, Mariusz PASZKOWSKI: **Interpretacja wyników datowań krystalicznych egzotyków karpackich metodą K/Ar**

Datowania egzotyków skał krystalicznych z utworów polskich Karpat Zewnętrznych były dotychczas bardzo rzadkie i mało systematyczne (Lis, Ślączka, Haber i Hałas) i obejmowały około 10 dat. Dane te uzupełnione o ponad 20 datowań egzotyków metodą K/Ar dokonanych na Węgrzech (Debrecen) i w Polsce (Kraków) oraz datowania monacytu ze skał egzotycznych dają nowy obraz budowy podłoża obszarów źródłowych dla basenu Karpat Zewnętrznych.

Basen Karpat Zewnętrznych był zasilany z 3 głównych źródeł: północnego obrzeżenia basenu, grzbietu południowomagurskiego (dostarczającego materiał z południa do subbasenu magurskiego) oraz z kordyliery śląskiej (śródbasenowego wyniesienia powstałego w turonie). Mniejszą rolę odgrywały: wyniesienie podśląskie (węglowieckie) oraz wyniesienie pomiędzy jednostką magurską a dukielską. Datowania metamorficznego materiału egzotycznego z tych 3 źródeł dają konsekwentny obraz wieku konsolidacji ich podłoża. Datowania skał magmowych i wulkanicznych są bardziej zróżnicowane.

Wśród datowanego materiału metamorficznego wyróżnić można trzy grupy dat. Pierwsza z nich obejmuje przedział 494,1–546,6 mln lat (kambr–ordowik), który odnieść można do zdarzeń kadomsko-wczesnokaledońskich. Jest to materiał sypany z północy (z północnego obrzeżenia basenu Karpat Zewnętrznych) do jednostek: skolskiej, podśląskiej i śląskiej. Było to źródło nawiązujące swoją budową (zarówno podłoża jak i pokrywy osadowej) do masywu górnośląskiego (Brunovistulicum) o neoproterozoicznej konsolidacji. Materiał magmowy i wulkaniczny z tego źródła jest zarówno wieku wczesnopaleozoicznego, jak i nawiązuje do młodszych wydarzeń: późnowaryscyjskich (granity, andezyty) i alpejskich, z przełomu jury i kredy (andezyty, porfiryty).

Druga grupa dat obejmuje przedział 246,2–325,1 mln lat (daty późno- do powaryscyjskich). Tego wieku są egzotyki, które trafiły do jednostki śląskiej z południa (z kordyliery śląskiej) oraz egzotyki z jednostki magurskiej i dukielskiej, niezależnie od kierunku z którego pochodził materiał. Grupa ta ma wiek podłoża krystalicznego nawiązujący do wieku krystaliniku Karpat Wewnętrznych. Wiek skał magmowych i wulkanicznych z tego źródła zawiera się w tym samym przedziale bądź jest nieco starszy.

Trzecia grupa zawiera 2 daty ze skał metamorficznych: 108,1 i 95,3 mln lat (kreda), pochodzące z jednego poziomu egzotykowego warstw krosnieńskich dolnych jednostki śląskiej (oligocen). Materiał krystaliczny pochodził z południowego wschodu. Jako źródło tego materiału wskazuje się zwykle przedłużenie masywu marmaroskiego, przy czym współczesna pozycja egzotyków świadczy o pochodzeniu ze źródła o pozycji tektonicznej kordyliery śląskiej. Wiek tych egzotyków można odnieść do wieku deformacji i skracania tektonicznego w centralnych Karpatach Wschodnich.

Z datowań egzotyków można wyciągnąć następujące wnioski:

1. Zachodnie Karpaty Zewnętrzne rozwinęły się na południowym przedłużeniu strefy szwu transeuropejskiego (TESZ), a ich podłoże składało się z terranów o orogenicznej konsolidacji waryscyjskiej oraz neoproterozoiczno-kaledońskiej. Granica między obiema domenami zlokalizowana była prawdopodobnie w strefie kontaktu wyniesienia śląskiego i basenu śląskiego.
2. Senońsko-paleoceńskie utwory jednostki Obidowej-Słopnic cechują się podobną charakterystyką obszaru źródłowego co równowiekowe utwory jednostki skolskiej, odmienną natomiast od równowiekowych utworów jednostki dukielskiej.
3. W późnej kredzie-paleocenie wyniesienie śląskie stanowiło aktywną, kolizyjną strefę nasuwczo-fałdową. Model taki tłumaczy topograficzną ewolucję wyniesienia oraz rozwój basenów fliszowych na jej przedpolu, a także inwersję bruzdy śródpolskiej. Potwierdzają go zmiany składu egzotyków w czasie oraz współwystępowanie egzotyków młodszych skał metamorficznych ze starszymi skałami osadowymi.
4. Albsko-cenomański wiek metamorfizmu bloków deponowanych do wschodniej części basenu śląskiego wskazuje pośrednio na znaczącą późnokredowo-paleoceńską konwergencję między strefą deformacji centralnych Karpat wschodnich a strefą basenu śląskiego.
5. Podział Karpat na wewnętrzne i zewnętrzne nie nawiązuje do podziału na domeny ich krystalicznego podłoża.

W dyskusji brali udział: Z. Paul, W. Ryłko, A. Tomasiowa, A. Tomaś, K. Żytko i prelegenci (T. Malata, P. Poprawa, J. Skulich).

Posiedzenie odbyło się w dniu 2 grudnia 2004 r.

Tomasz MALATA, Andrzej SZYDŁO: **Zapis granicy kreda dolna–kreda górna na obszarze między Andrychowem i Myślenicami (jednostka śląska i podśląska)**

Przełom kredy dolnej i górnej (po turon włącznie) jest jednym z dwóch głównych okresów gwałtownych zmian w obrębie basenu Karpat Zewnętrznych. Zmiany te, interpretowane jako zmiany reżimu tektonicznego (Poprawa i in., 2002), związane były z kolizją płyty afrykańskiej i euroazjatyckiej oraz zamykaniem oceanu Tetydy. Skutkowały one zmianami aktywności obszarów źródłowych i subsydencji tektonicznej jakiej poddawany był basen. Przejawiają się one w zróżnicowaniu pionowym i lateralnym

osadowego wypełnienia basenu oraz w zmianach w jego batymetrii i w geochemicznych warunkach panujących na jego dnie. Te czynniki wpływały również na życie organiczne w omawianym basenie fliszowym.

Najstarszym z badanych wydzieleń jednostki śląskiej jest lokalnie wykształacona (Bugaj) seria piaskowcowa warstw lgockich dolnych (alb), która ku górze profilu przechodzi w drobno- i średniorytmiczne turbidytowe serie piaskowcowo-łupkowe (warstwy lgockie środkowe i górne). Serie te charakteryzują się obecnością przeławiceń czarnych łupków, związanych z niedotlenieniem dna basenu. W stropowej części ich profilu pojawiają się stopniowo przeławicenia łupków zielonych. Warstwy lgockie przechodzą ku górze profilu w zielone łupki radiolariowe niewielkiej miąższości, niekiedy z radiolarytami, a następnie w łupki pstre. Te ostatnie zastępowane są diachronicznie (wcześniej na południu i zachodzie jednostki śląskiej, później w jednostce śląskiej na wschód od Skawy i w jednostce podśląskiej) przez warstwy godulskie, rozpoczynające się niekiedy gruboławicowymi piaskowcami glaukonitowymi, niekiedy zaś średniorytmiczną serią turbidytową z wapieniami allodapicznymi w części spągowej (Kaczyna).

Przeprowadzono badania szeregu profili obejmujących utwory przełomu kredy dolnej i górnej jednostki śląskiej (w niewielkim stopniu również podśląskiej) oraz opracowano je mikropaleontologicznie. Badaniami objęto warstwy lgockie dolne (Bugaj), warstwy lgockie (Rzyki, Kaczyna, Barwałd, Brody, Lanckorona, pasmo Barnasiówki), łupki pstre (Rzyki, Kaczyna, Klecza, Lanckorona, Barnasiówka) oraz spągową część warstw godulskich (Rzyki, Kaczyna) z jednostki śląskiej oraz warstwy gezowe (Woźniki, Barwałd Górny) z jednostki podśląskiej.

Badania te przyniosły następujące wyniki:

1. Zweryfikowano przynależność do wydzieleń litostratygraficznych opracowywanych ostatnio przez różnych autorów (Bąk i in., 2001; Cieszkowski i in., 2003) klasycznych profili utworów granicy kreda dolna/kreda górna:

— profil potoku Wieprzówka między Zagórnikiem a Rzykami obejmuje warstwy wierzowskie (jedynie kilka metrów, do pierwszego nasunięcia), silnie zaburzone warstwy lgockie (profil potoku oraz dolna część kamieniołomu) oraz warstwy godulskie ze spągowym gruboławicowym piaskowcem glaukonitowym (kamieniołom w Rzykach);

— profil kaminiołomu Barnasiówka-Jasienica w Bysinie obejmuje wyłącznie warstwy lgockie, zaś kamieniołomu Barnasiówka–Ostra Góra wyższą część warstw lgockich, zielone łupki radiolariowe oraz łupki pstre;

2. Brak podstaw do wydzielenia na omawianym terenie rogowców mikuszowickich: skrzemionkowanie występuje w środkowych częściach grubszych ławic piaskowców i nie zawsze zależne jest od pozycji w profilu (w Kaczynie występuje w niektórych ławicach spągowej części wydzielenia);

3. Postulujemy redefinicję spągu formacji łupków radiolariowych z Barnasiówki (Bąk i in., 2001) i wyłączenie z niej do warstw lgockich jej najbardziej miąższej dolnej części, w której obok licznych cienkoławicowych piaskowców występują łupki czarne i zielone. W profilu kamieniołomu Barnasiówka-Ostra Góra strop warstw lgockich i spąg omawianej formacji przyjmujemy na stropie najwyższej ławicy piaskowca (znajduje się ona w strefie przeławicania się łupków zielonych i czarnych);

4. Z ostatniego wystąpienia form: *Gaudryina oblonga* (Zaspelová), *Gaudryina filiformis* Berthelin, *Recurvoides pseudononioninoides* (Reuss), *Pseudobolivina variabilis* (Vašiček) i *Trochammina vocontiana* Moullade oraz obecności *Plectorecurvoides alternans* Noth i *P. irregularis* Geroch w najwyższej próbce z warstw lgockich w kamieniołomie Barnasiówka-Ostra Góra wynika, że całe warstwy lgockie (łącznie z częścią zaliczaną przez Bąka i in. do formacji łupków radiolariowych z Barnasiówki) reprezentują tam wyłącznie alb (por. Olszewska, 1997). Nie wyklucza to obecności cenomanu w innych profilach warstw lgockich lub ich odpowiedników (warstwy gezowe), szczególnie w strefie podśląskiej (Nowak, 1956);

5. Występowanie wapiennych form bentonicznych: *Osangularia brotzeni* (Gandolfi) w kamieniołomie Barnasiówka-Jasienica i planktonicznych: *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), *Heterohelix washitensis* (Tappan) w kamieniołomie Barnasiówka -Ostra Góra pozwala sprecyzować wiek stropowej części warstw lgockich jako późny alb;

6. Wiek spągowej części łupków pstrych to wczesny cenoman; oznaczonego na podstawie obecności *Falsogaudryinella moesiana* (Neagu) (profil w Lanckoronie);

7. W spągowej części warstw godulskich (średniorytmiczna seria z wapieniami allodapicznymi = margle krzemionkowe *sensu* Książkiewicz, 1951) stwierdzono obecność *Marginotruncana coronata* (Bolli) — formy planktonicznej występującej od turonu (Kaczyna), co potwierdza wiek spągowej części warstw godulskich.

W dyskusji brali udział: B. Olszewska, Z. Paul, W. Ryłko, K. Żytko i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 2 grudnia 2004 r.

ODDZIAŁ ŚWIĘTOKRZYSKI

Jan MALEC: **Sekwencja osadów szarogłazowych syluru ze środkowej części profilu Niestachowa**

W rejonie Niestachowa, powyżej dolnej części szarogłazów warstw niewachlowskich o miąższości około 120 m, występują najbardziej zróżnicowane litologicznie osady szarogłazowe syluru. Dolna ich część została zbadana w niewielkich łomach, natomiast wyższa — w sekwencji odsłoniętej ponad 140 metrowym rowem badawczym. W profilu odpowiadającym środkowej części warstw niewachlowskich, w następstwie stratygraficznym wyróżniono kilka charakterystycznych kompleksów skalnych.

Piaskowce kwarcowe

Kompleks ten, występujący u podstawy opisywanego profilu (wyróżniony przez Przybyłowicz i Stupnicką, 1989, jako formacja piaskowców z Niestachowa), złożony jest z piaskowców zwięzłych, drobno- i średnioziarnistych, najczęściej średnio i gruboławicowych o jasnoszarych barwach. Ławice piaskowcowe o grubości 5–80 cm, występują najczęściej w postaci zwartych pakietów o grubości ponad 2 metrów, złożonych z kilku lub kilkunastu ławic o przeciętnej grubości około 20 cm, graniczących ze sobą wzdłuż wyraźnej powierzchni erozyjnej. W ławicach tych zachowane są jedynie ich dolne elementy z uziarnionym frakcjonalnie materiałem detrytycznym. Występują w nich liczne próżnie o średnicy 2–4 mm po wyługowanych węglanowych szkieletach, głównie liliowców, i duże o średnicy kilku centymetrów po faunie koralowcowej. W niektórych ławicach występuje odwrócona gradacja uziarnienia. W spągowych częściach ławic częste są intraklasty iłowców. Przeciętnie mają 2–6 cm długości, największe osiągają kilkanaście centymetrów długości i kilka grubości. W obrębie zwartych pakietów piaskowcowych, w większości przypadków nie są zachowane ich stropowe interwały depozycyjne. Zostały one erozyjnie usunięte przed ich konsolidacją przez silne prądy zawiesinowe niosące materiał terygeniczny tworzący wyżejległą ławicę. O wysokiej energii schodzących prądów świadczą duże deniwelacje spągowych powierzchni ławic, dochodzące do ponad 5 cm wysokości, a także licznie występujące hieroglify prądowe. Największe deniwelacje notowano w ławicach graniczących w spągu z warstwami mułowcowymi. Jedynie pojedyncze grubsze ławice mają zachowane prawie kompletne wyższe elementy depozycyjne Boumy w postaci laminacji poziomej i przekątnej. Na stropowych powierzchniach tych ławic obecne są także riplemarki prądowe. Grube pakiety piaskowcowe przedzielone są seriami piaskowcowo-łupkowymi o grubości do 1 metra. W tych ostatnich występują najczęściej pojedyncze ławice piaskowcowe o grubości od kilku do 20 cm, zbudowane z interwałów depozycyjnych charakterystycznych dla prądów zawiesinowych. Przeławicenia łupkowe tworzą mułowce piaszczyste o barwie beżowo-szarej, często z zachowanymi próżniami po liliowcach oraz iłowce szare lub zielono-szare poziomo laminowane. Miąższość wynosi około 25 m.

Zlepieńce polimiktyczne drobnookruchowe

Bezpośrednio powyżej kompleksu piaskowców kwarcowych, w ciągłości sedymentacyjnej leżą zlepieńce. W profilu widoczna jest ich dolna część o miąższości około 2 metrów, reprezentowana przez pojedynczą ławicę. W jednorodnej serii zlepieńców widoczne jest jedynie ich „złupkowacenie" spowodowane procesami wietrzeniowymi. W odsłoniętych zlepieńcach nie zaobserwowano zróżnicowania w wielkości materiału okruchowego. Szkielet ziarnowy jest zwarty, stosunkowo dobrze wysortowany. Przeciętne rozmiary otoczaków zawarte są w przedziale 3–5 mm, o średnicy dochodzącej do 1,0 cm. Są to zazwyczaj dobrze i bardzo dobrze obtoczone klasty iłowców, mułowców, łupków krzemionkowych, piaskowców drobnoziarnistych oraz skał magmowych, głównie wylewnych. Otoczaki skał osadowych przeważają objętościowo nad otoczakami skał magmowych. Większość klastów ma wydłużone kształty i jest horyzontalnie rozmieszczona. Spoiwo o charakterze drobnoziarnistej masy wypełniającej, jest mieszaniną minerałów ilastych, drobnych okruchów skalnych i ziarn kwarcu.

Wyższa część profilu szarogłazowego syluru, na odcinku około 15 metrów nie jest widoczna. Utworzona jest najprawdopodobniej z iłowców i mułowców z udziałem piaskowców szarogłazowych, i być może także warstw zlepieńców. Młodsze osady syluru o miąższości ponad 50 m (odsłonięte w 140 metrowym rowie badawczym), złożone są z kilku charakterystycznych kompleksów litologicznych.

Iłowce i piaskowce szarogłazowe

W dolnej części odsłoniętego profilu, na odcinku około 5,5 m występują iłowce szaro-zielone złożone z cienkich warstewek o grubości 0,5–2,0 cm, o delikatnej poziomej laminacji. W profilu iłowców obecne są pojedyncze warstwy piaskowców szarogłazo-

wych średnio- i gruboziarnistych, frakcjonalnie uziarnionych i poziomo laminowanych, o grubości od 5,5 do 35 cm. Powyżej iłowców występuje zwarty pakiet piaskowców średnio- i gruboziarnistych o miąższości około 2,0 m, o słabo zaznaczonej oddzielności międzyławicowej. Wyższą część profilu, na odcinku około 7 metrów tworzą iłowce zielono-szare poziomo laminowane bez udziału wkładek piaskowcowych. Nad nimi występuje 55 cm seria złożona z dwóch ławic piaskowców szarogłazowych średnioziarnistych o grubości 30 i 10 cm, rozdzielonych iłowcami, a wyżej około 2 m iłowców szaro-zielonych poziomo laminowanych.

Piaskowce szarogłazowe gruboławicowe

Wyższą część profilu tworzy kompleks piaskowców szarogłazowych gruboławicowych o miąższości około 11 m. Występuje w nim 9 ławic o grubości od 45 do 200 cm, rozdzielonych pojedynczymi cieńszymi warstwami piaskowcowymi oraz nielicznymi wkładkami ilasto-mułowcowymi. Podrzędny udział stanowią warstwy cieńsze o grubości 10–27 cm. W kompleksie tym występują dwa zwarte pakiety ławic szarogłazowych bez przewarstwień łupkowych, o miąższości około 3,0 i 4,5 m. Piaskowce szarogłazowe złożone są z materiału detrytycznego uziarnionego frakcjonalnie. W spągu ławic jest on gruboziarnisty, wyżej przechodzi w średnio- i drobnoziarnisty. W spągowej części grubszych ławic występuje frakcja drobnozlepieńcowa o wielkości 2–3 mm, maksymalnie osiąga 5 mm średnicę. W stropowych odcinkach ławic obecna jest także laminacja równoległa a w cienkich warstwach, widoczne jest warstwowanie przekątne małej skali. Grube ławice piaskowcowe graniczą ze sobą wzdłuż powierzchni erozyjnej. W dolnych częściach ławic częste są intraklasty ciemnoszarych iłowców o maksymalnych rozmiarach do 6 cm długości i 2 cm grubości, a także próżnie po wyługowanych węglanowych szkieletach liliowców. W niektórych ławicach obecne są ukonkrecje utworzone z materiału szarogłazowego o kulistym lub jajowatym kształcie, osiągające maksymalnie 15 cm długości i 5–8 cm średnicy.

Zlepieńce różnookruchowe

Piaskowce szarogłazowe przechodzą w stropie w serię zlepieńcową o miąższości około 8 m. W dolnej części, na odcinku około 4 m występuje zwarty pakiet zlepieńców, gdzie grubość ławic wynosi od 26 do 190 cm. W górnej części kompleksu ławice zlepieńców o miąższości 15–50 cm, rozdzielone są warstwami piaskowców, piaskowców zlepieńcowatych lub zlepieńców piaszczystych o podobnej jak zlepieńce grubości. W poszczególnych ławicach, występuje zróżnicowany udział szkieletu okruchowego i spoiwa. W grubszych ławicach udział spoiwa jest większy, w cieńszych mniejszy. Przeciętna wielkość otoczaków mieści się w przedziale 2–5 mm. W dolnych częściach ławic występuje najgrubsza frakcja materiału okruchowego, tu także obecne są intraklasty iłowców i piaskowców o największych rozmiarach. Otoczaki skał osadowych dochodzą do 5 cm średnicy, natomiast największe intraklasty iłowców osiągają 14 cm długości i 2,5 cm grubości. W środkowej części niektórych ławic obecne są kuliste toczeńce uzbrojone złożone z drobnoziarnistego materiału szarogłazowego, o średnicy 2–5 cm. Zewnętrzne powierzchnie toczeńców pokryte są zwartą warstewką złożoną z okruchów skalnych o średnicy do kilku milimetrów. Zlepieńce charakteryzują się obecnością licznych okruchów i otoczaków skał magmowych wylewnych o jasnobrunatnych i czerwonych barwach, dochodzących do 1,5 cm średnicy. Wśród wulkanitów, występują otoczaki o strukturze porfirowej z prakryształami kwarcu, skaleni i biotytów, rzadziej o strukturze trachitowej. Spotykane są także nieliczne fragmenty łupków skał metamorficznych. W omawianym kompleksie zlepieńców, otoczaki skał magmowych występują w przewadze nad otoczkami skał osadowych.

Piaskowce szarogłazowe

Bezpośrednio powyżej zlepieńców występuje kompleks piaskowców szarogłazowych średnio- i gruboławicowych, o miąższości ławic od kilkunastu do 60 cm, pozbawiony przewarstwień ilasto-mułowcowych. Dolna granica ławic jest erozyjna. Materiał szarogłazowy złożony jest ze średnio- i drobnoziarnistego, rzadziej gruboziarnistego detrytusu skał magmowych i osadowych, o podobnym składzie jak w leżących poniżej zlepieńcach, silnie spojonego szarogłazowym matriks. W dolnej części ławic występuje uziarnienie frakcjonalnie, w wyższej — obecna jest pozioma laminacja drobniejszego materiału detrytycznego. Miąższość kompleksu wynosi około 9 m.

Piaskowce szarogłazowe z konkrecjami

W wyższej części profilu, występują piaskowce szarogłazowe średnio- i gruboziarniste z konkrecjami. W dolnym odcinku, obejmującym około 4,5 m, ławice szarogłazowe graniczą wzdłuż powierzchni erozyjnej, bez przewarstwień ilasto-mułowcowych. Jedynie w górnej części kompleksu, wśród piaskowców szarogłazowych występuje 40 cm warstwa mułowców zielonoszarych poziomo laminowanych. Grubość warstw piaskowcowych jest podobna jak w serii szarogłazowej leżącej poniżej. Konkrecje złożone są z bardzo zwięzłych, średnio- i gruboziarnistych piaskowców szarogłazowych o kulistym kształcie, średnicy od 2,5 do 26 cm, rozmieszczonych w dolnych lub środkowych częściach ławic. W centralnej części niektórych konkrecji, często występują płaskie i izometryczne okruchy iłowców otoczone współśrodkowo materiałem szarogłazowym. W spągu ławic obecne są także intraklasty iłowców o długości do 1 cm. Serię piaskowców z konkrecjami odsłonięto na odcinku około 6 metrów. Pełna miąższość szarogłazów z konkrecjami nie jest znana.

Najbardziej grubookruchowe utwory szarogłazowe syluru w regionie południowym Gór Świętokrzyskich, reprezentowane przez kompleksy zlepieńców występują w profilu Niestachowa. Są one usytuowane w obrębie osadów zdeponowanych w środowisku głębokowodnym przy udziale prądów zawiesinowych. Na obszarze głębokomorskich basenów, facje zlepieńcowe są osadem spływów grawitacyjnych rozprzestrzenionych w obrębie i w pobliżu stref kanałowych podmorskiego stożka. Poza zlepieńcami należącymi do środkowej części profilu Niestachowa; należy zaliczyć do sekwencji kanałowych kompleksy: piaskowców szarogłazowych gruboławicowych, piaskowców szarogłazowych, piaskowców z toczeńcami oraz najprawdopodobniej piaskowców kwarcowych leżący bezpośrednio pod kompleksem zlepieńców polimiktycznych drobnookruchowych. Z pomiaru struktur kie-

runkowych wynika, że do basenu sylurskiego Gór Świętokrzyskich, materiał szarogłazowy został przemieszczony z południowego zachodu. Obszarem źródłowym był łuk wyspowy z czynnym wulkanizmem, położony poza granicami bloku małopolskiego.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 11 lutego 2004 r.

Jan MALEC: **Środowisko sedymentacji osadów kambru w zachodniej części Gór Świętokrzyskich**

Poglądy na temat pozycji geotektonicznej regionu łysogórskiego były w znacznym stopniu uzależnione od interpretacji charakteru sedymentacji osadów kambru. Jednym z argumentów potwierdzających taki punkt widzenia były dotychczasowe wyniki badań sedymentologicznych, wskazujące na płytkowodne warunki ich sedymentacji, podobne jak na platformie wschodnioeuropejskiej. Przekonanie o monoklinalnym układzie warstw oraz braku przedkarbońskich fałdowań, legło u podstaw koncepcji o platformowym podłożu tego obszaru.

Badania kambru prowadzone przez prelegenta w zachodniej części regionu łysogórskiego świadczą o głębokowodnym środowisku sedymentacji osadów. W profilu odsłoniętym w kamieniołomie „Wiśniówka Duża" wyróżniono kilka podstawowych sekwencji facjalnych zawierających charakterystyczne struktury sedymentacyjne przypisane mechanizmom depozycji na obszarze głębokomorskiego stożka.

Sekwencje kanałowe

Reprezentowane są przez grube ławice piaskowców kwarcytowych o miąższości od kilkudziesięciu do 500 cm, przeciętnie o grubości 100–200 cm. Ławice graniczą ze sobą wzdłuż wyraźnej powierzchni erozyjnej. Na długich odcinkach profilu, pomiędzy sąsiednimi warstwami nie ma żadnych przewarstwień łupkowych. W dolnych częściach grubych ławic materiał kwarcowy jest nieuporządkowany, wyżej (o ile ten element jest zachowany) jest poziomo laminowany. Rozmycia erozyjne rozdzielające ławice mają łagodne powierzchnie o deniwelacjach dochodzących do 50 cm i szerokości co najmniej kilku metrów. Sięgają one do różnych interwałów depozycyjnych niżej leżących warstw. Najczęściej brakuje górnych części ławic o laminacji poziomej, niektóre wyerodowane są głębiej, do elementu o uziarnieniu nieuporządkowanym, z zachowanym lateralnie elementem z laminacją poziomą. Spągowe powierzchnie ławic są gładkie i faliście powyginane. Ławice o grubości 0,3–1,5 m wykazują często oboczną zmienność miąższości na kilkumetrowych odcinkach. Nawet graniczące bezpośrednio ze sobą, wyklinowują się w przeciwnych kierunkach. Powszechne są ławice amalgamowane. W niższej części niektórych ławic obecne są intraklasty łupków ilastych i mułowcowych o ciemnoszarej lub czarnej barwie, długości do 10 cm i grubości do kilku centymetrów. Na stropowych powierzchniach ławic widoczne są struktury ucieczkowe gazu i wody ? W profilu pionowym sekwencji kanałowych powszechna jest tendencja zmniejszania się miąższości kolejnych zespołów ławic. W obrębie kamieniołomu, w następstwie stratygraficznym stwierdzono obecność 5 sekwencji kanałowych o miąższość od 7 do 33 metrów, których szerokość wynosi w granicach 100–200 m. Kompleksy złożone z grubych ławic piaskowcowych graniczących ze sobą wzdłuż powierzchni erozyjnych, reprezentują środkowe partie sekwencji kanałowych. Tworzą je ławice o grubości od 2 do 5 metrów. W obrębie kamieniołomu graniczą one w spągu i stropie z seriami ławic piaskowcowych o mniejszej, zmiennej miąższości (przeciętnie 30–100 cm). Te ostatnie odpowiadają najprawdopodobniej brzeżnym subfacjom osadów kanałowych.

W profilu pionowym, piaskowce gruboławicowe sukcesji kanałowej leżą z ostrą granicą sedymentacyjną na utworach wałów kanałowych lub międzykanałowych. W stropie przechodzą w osady wałów kanałowych, lub rozcięte są kolejną sekwencją kanałową. Miąższe litosomy kanałowe szybko zanikają obocznie, przechodząc bezpośrednio w łupkowo-piaskowcowe facje wałów kanałowych lub sekwencje międzykanałowe.

Sekwencje wałów kanałowych

Utworzone są z serii piaskowcowo-mułowcowych o nieregularnym uławiceniu, z licznymi charakterystycznymi strukturami sedymentacyjnymi, w tym deformacyjnymi. W sekwencji tej powszechne są struktury osuwiskowe złożone z plastycznie zdeformowanych, ponakładanych na siebie fragmentów ławic piaskowcowych o grubości do kilkunastu centymetrów „zamrożonych" wśród osadów ilasto-mułowcowych. Niektóre ławice o grubości do kilkunastu centymetrów, w części dystalnej urywają się, ulegając pogrubieniu i deformacji w formie zaczątkowych osuwisk. W obrębie tej samej litofacji występują toczeńce utworzone z piaskowców mułowcowych o średnicy od kilku do 10 cm. Do pospolitych form depozycyjnych należą kry osuwiskowe. Utworzone są z pojedynczych, oderwanych fragmentów ławic o długości do kilku metrów, grubości od 9 do 60 cm, często o soczewkowatym kształcie, nierzadko z podgiętym ku górze dystalnym końcem, tkwiących w obrębie litofacji ilasto-mułowcowej. Liczne są ławice o grubości do 50 cm, przechodzące obocznie w iłowce i mułowce, a także ławice piaskowcowe o grubości od kilkunastu do 30 cm wyklinowujące się w jednym kierunku. Na odcinkach 1–1,5 metrowych, zmniejszają swoją grubość nawet o ponad połowę, lub wyklinowują się do zera, przechodząc obocznie w iłowce i mułowce. W ławicach piaskowcowych, w zależności od ich grubości, notowano różnej wielkości intraklasty iłowców, maksymalnie do 20 cm

długości 1 cm grubości. Na spągowych powierzchniach ławic powszechnie są hieroglify prądowe o różnym kształcie i wielkości, a także stosunkowo liczne skamieniałości śladowe, w tym ślady spoczynku trylobitów.

W centralnej części kamieniołomu, odcinki profilu, które można uznać za sekwencje wałów kanałowych są nieliczne i mają małą miąższość, rzędu kilku metrów. W profilu pionowym przechodzą często w brzeżne subfacje osadów kanałowych.

W północnej części kamieniołomu, w profilu odsłoniętym w przekopie komunikacyjnym, występuje stała tendencja do wyklinowywania się ławic piaskowców w jednym, NE kierunku, tzn. na zewnątrz brzegu kanału. W tym samym kierunku nachylony był paleoskłon w rejonie Wiśniówki w trakcie sedymentacji górnej części utworów kambru.

Sekwencje międzykanałowe

Utworzone są z serii ilasto-mułowcowych z przewarstwieniami piaskowców kwarcytowych. W centralnej części kamieniołomu, w sekwencjach międzykanałowych położonych bliżej strefy wałów kanałowych, udział miąższościowy ławic piaskowcowych jest zbliżony do przewarstwień ilasto-mułowcowych o ciemnoszarej barwie, natomiast w położonych dalej na zewnątrz, przeważają miąższościowo iłowce i mułowce o czarnej barwie. Warstwy piaskowcowe, o grubości od kilku do kilkunastu centymetrów (grubsze sporadycznie występują) zachowują stałą miąższość na kilku-, kilkunastometrowych odcinkach profilu. Utworzone są ze struktur sedymentacyjnych charakterystycznych dla sedymentacji z prądów zawiesinowych, głównie z górnych interwałów depozycyjnych Boumy (Tbcde, Tcde, Tde). W środkowej części kamieniołomu, w profilach osadów międzykanałowych występują pojedyncze ławice piaskowcowe o grubości ponad 90 cm, wewnątrz których tkwią intraklasty czarnych iłowców o długości do 50 i grubości do 20 centymetrów. Reprezentują one loby krewasowe leżące z niezgodnością erozyjną wśród osadów ilasto-mułowcowych. W seriach międzykanałowych z większym udziałem warstw piaskowcowych oraz z przeławiceniami ilasto-mułowcowymi o barwie szarej, lokalnie występują licznie skamieniałości śladowe.

W północnej części kamieniołomu, w profilach sekwencji międzykanałowych dominują iłowce i mułowce z cienkimi warstwami piaskowcowymi o grubości 0,5–5 cm. Piaskowce są laminowane poziomo i/lub przekątnie, a warstwy często mają soczewkowaty kształt.

Mechanizm depozycji, środowisko sedymentacji, obszar źródłowy

Sekwencje kanałowe powstały w efekcie depozycji grawitacyjnych spływów osadów piaszczystych o wysokiej gęstości, pochodzących z płytszych stref basenu. Ten typ sedymentacji jest charakterystyczny dla proksymalnych partii głębokomorskich stożków. Grube ławice piaskowcowe można zaliczyć do klasy fluksoturbidytów piaszczystych, wypełniających kanały rozprowadzające stożka środkowego lub zdeponowanych u ich wylotów. O dużej częstotliwości i wysokiej energii schodzących do zbiornika gęstych spływów piaszczystych, świadczą głębokie rozcięcia erozyjne rozdzielające grube ławice piaskowców, które na kilkunasto-, kilkudziesięciometrowych odcinkach profilu pozbawione są zupełnie przewarstwień łupkowych.

Dowodem gwałtownej depozycji osadów piaszczystych są kry osuwiskowe i loby krewasowe reprezentowane przez fragmenty odizolowanych ławic piaskowcowych, tkwiących z niezgodnością erozyjną w obrębie osadów ilasto-mułowcowych z obszarów wałów kanałowych lub rzadziej wśród sekwencji międzykanałowych. Powstały one w efekcie przerwania wału kanałowego przez gęsty osad piaszczysty, przemieszczany po jego skłonie w środowisko o spokojnej sedymentacji ilasto-mułowcowej. O stosunkowo dużym nachyleniu zewnętrznych skłonów wałów kanałowych świadczy obecność toczeńców i osuwisk występujących w obrębie iłowców i mułowców.

Sedymentacja z prądów zawiesinowych reprezentowana jest przez osady tworzące najwyższą część niektórych grubych ławic fluksoturbidytów, wykształconych w postaci stosunkowo cienkich interwałów piaskowcowych o laminacji poziomej i przekątnej z elementem mułowcowym w stropie. W sekwencji piaskowców gruboławicowych, z uwagi na silną erozję wywołaną spływami piaszczystymi, interwały te są rzadko zachowane. Ten sam typ sedymentacji towarzyszył powstaniu grubszych warstw piaskowcowych deponowanych na obszarach międzykanałowych. Cienkie warstwy piaskowców, a także stropowe interwały grubszych warstw, o laminacji poziomej lub tylko przekątnej — były osadzane przy udziale prądów trakcyjnych.

Brak materiału grubookruchowego w piaskowcach sekwencji kanałowych wskazuje na nieobecność w rejonie Wiśniówki proksymalnej części głębokomorskiego stożka. Obszar ten był położony ogólnie na południe od rejonu Wiśniówki. Osady brzeżnej części stożka zostały erozyjnie usunięte po wypiętrzeniu utworów kambru w późnym ludlowie, a niewykluczone, że częściowo także już we wczesnym ordowiku.

Dotychczasowe dane o kierunku transportu osadu piaszczystego wskazują, że jego obszar źródłowy znajdował się na południe od rejonu Wiśniówki. Dojrzały teksturalnie materiał ziarnowy piaskowców kambru sugeruje jego wielokrotną redepozycję i pochodzenie z erozji starszych skał osadowych. Rozległe spektrum wiekowe (539–1745 mln lat) cyrkonów występujących w piaskowcach formacji z Wiśniówki (Belka i in., 2002) świadczy o niszczeniu różnowiekowych skał magmowych w obszarze źródłowym. Bezpośrednimi skałami macierzystymi piaskowców mogły być osady deltowe złożone z komponentów reprezentujących szeroki wachlarz wiekowy skał magmowych drenowanych z obszaru dorzecza. Nie były nimi utwory kambru dolnego i środkowego regionu kieleckiego, datowane geochronologicznie na 534–618 mln lat, ani też skały macierzyste utworów kambru z obszaru platformy wschodnioeuropejskiej, datowane w przedziale 1795–1883 mln lat (Belka i in., 2001, 2002). Na przełomie kambru środkowego i późnego, basen łysogórski znajdował się naprzeciwko obszaru o dużej wypiętrzającej aktywności tektonicznej położonego na południowy zachód od linii dyslokacji świętokrzyskiej. Bliżej niezidentyfikowany w chwili obecnej blok tektoniczny był obszarem źródłowym materiału piaszczystego dla formacji piaskowców z Wiśniówki, a także dla starszych i młodszych utworów kambru budujących Pasmo Główne.

Głębokowodne środowisko sedymentacji osadów kambru zaprzecza tezie o platformowym podłożu regionu łysogórskiego. Charakterystyka sedymentologiczna formacji piaskowców z Wiśniówki odpowiada utworom fliszowym występującym w obrę-

bie proksymalnych facji basenowych. O braku platformowego podłoża w regionie łysogórskim świadczy także szybkie wydźwignięcie tego obszaru we wczesnym ordowiku. Miała wówczas miejsce sedymentacja facji płytkomorskich, węglanowych i częściowo terygenicznych, poprzedzona luką stratygraficzną obejmującą co najmniej dolny tremadok (por. Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967). Raptowna zmiana warunków sedymentacji z głębokomorskich w późnym kambrze, na płytkomorskie we wczesnym ordowiku, poprzedzona silnymi ruchami wypiętrzającymi, spowodowana została najprawdopodobniej skośną kolizją bloku łysogórskiego z blokiem małopolskim. Osady dolnego ordowiku, terygeniczne w regionie kieleckim oraz węglanowe i podrzędnie terygeniczne w regionie łysogórskim, występujące z luką stratygraficzną na starszych utworach, pod względem pozycji strukturalnej są starszym analogiem serii oldredowej dolnego dewonu. Kolejne wypiętrzenie osadów kambru regionu łysogórskiego, miało miejsce w późnym ludlowie. Świadectwem tego wydarzenia jest materiał okruchowy zlepieńców miedzianogórskich górnego ludlowu z zachodniej części tego obszaru, złożony prawie wyłącznie z piaskowców kwarcytowych formacji piaskowców z Wiśniówki (Malec, 2001). Przyczyną wypiętrzenia utworów kambru Pasma Głównego (a także regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich), była najprawdopodobniej kolizja tych bloków z podłożem platformy wschodnioeuropejskiej.

Formacja łupków z Klonówki

W północnej części profilu kambru Wiśniówki, odsłoniętym w przekopie komunikacyjnym, Orłowski (1975) wyróżnił stratotyp dolnej część formacji łupków z Klonówki. Utwory te odpowiadają sekwencjom międzykanałowym i wałów kanałowych, występującym pomiędzy grubymi kompleksami piaskowców facji kanałowych. Osady te są typowe dla formacji piaskowców z Wiśniówki, i do tej jednostki litostratygraficznej należy je włączyć. Właściwe osady formacji łupków z Klonówki reprezentowane są przez facje dystalne głębokomorskiej sedymentacji basenowej. Dolną granicę tej jednostki można arbitralnie postawić w stropie ostatniej sekwencji kanałowej w kambrze regionu łysogórskiego, lub w stropie sekwencji międzykanałowych rozdzielających obszary z sedymentacją kanałową.

W dyskusji brali udział: K. Jaworowski, Z. Kowalczewski, M. Narkiewicz i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 lutego 2004 r.

Sylwester SALWA: **Metamorfizm i jego miejsce w procesie deformacji skał kambryjskich jednostki łysogórskiej w Górach Świętokrzyskich**

W trakcie prowadzenia terenowych badań tektonicznych w obrębie kamecznicy podmąchocickiej leżącej w zachodniej części jednostki łysogórskiej, w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich, stwierdzono obecność silnie sfałdowanych skał, makroskopowo charakteryzujących się znacznym stopniem zdiagenezowania. Opisywane skały budują rygiel u wylotu kamecznicy i wykazują odporność na wietrzenie porównywalną, a nawet większą od występujących wyżej w profilu odsłonięcia piaskowców kwarcytycznych.

Makroskopowo skałę tę określić można jako iłowce z wkładkami mułowców, barwy od brązowej poprzez stalową i seledynową do niemal czarnej. Widoczne w jej obrębie fałdki mają osie położone w płaszczyźnie uławicenia niezależnie od wartości kąta upadu i kierunku zapadania warstw. Fałdy mają niewielkie amplitudy, rzadko przekraczające 30 cm. Pod względem geometrycznym dominują fałdki otwarte, symilarne, z powszechnie występującymi odspojeniami przegubowymi, do których wyciskany był ze skrzydeł fałdów materiał podatniejszy, o drobniejszym ziarnie. Rzadziej występują fałdy izoklinalne i skrzynkowe. W niektórych odsłonięciach fałdy te są penetratywne. Występują one w bezpośrednim sąsiedztwie stref nasunięć, co sugeruje związek genetyczny między tymi strukturami. Całość skały jest intensywnie skliważowana, czego przejawem jest obecność gufrażu na powierzchniach uławicenia. Częstym zjawiskiem jest także występowanie mineralizacji żyłowej.

Przeprowadzono również szczegółowe badania zgładów i płytek cienkich. W obrazie mikroskopowym skała przejawia wyraźne zmiany metamorficzne o różnym stopniu nasilenia, wykazującym wyraźny związek z litologią protolitu. Najniższy stopień przeobrażeń obserwowany jest w obrębie skał o najgrubszym ziarnie, a więc metapiaskowców. Najczęściej widoczne są kontakty suturowe ziaren kwarcu budujących szkielet ziarnowy skały. W tym przypadku niemalże nie występuje spoiwo regeneracyjne, a pierwotnie minerały ilaste zostały zrekrystalizowane do drobnołuseczkowego muskowitu (serycytu) lub chlorytu żelazowego. Innym przejawem przemian metamorficznych jest rekrystalizacja rutylu. Wokół ziaren detrytycznych tego minerału widoczne są obwódki regeneracyjne o zarysach automorficznych. Podczas fałdowania, któremu towarzyszył metamorfizm, spękania odzgięciowe w przegubach fałdów były syndeformacyjnie zabliźniane kwarcem, wykazującym wygaszanie faliste światła. Obserwacje dokonane przy użyciu gipsówki potwierdzają uporządkowanie osi rekrystalizowanego kwarcu.

Wyższy stopień przemian metamorficznych widoczny jest w metamułowcach. Prawdopodobnie większy udział pierwotnej substancji ilastej umożliwił wystąpienie dwóch równoczesnych mechanizmów deformacyjnych. Pierwszy z nich to swobodna rotacja większych ziaren detrytycznych przy posuwie fałdowym, możliwa dzięki obniżonemu przez minerały ilaste tarciu. Drugim procesem jest rekrystalizacja minerałów ilastych do drobnołuseczkowego muskowitu (serycytu) i chlorytu żelazawego. W skałach

tych często widoczny jest penetratywny kliważ dysjunktywny z zaczątkową przebudową nie zacierającą jeszcze pierwotnej tekstury protolitu.

Metamorfizm zaznaczył się najintensywniej w skałach pierwotnie ilastych. Sprzyjały temu drobne i stosunkowo równe ziarna mineralne budujące protolit. Metaiłowce występujące w odsłonięciu podzielić można na dwie grupy. Do pierwszej z nich zaliczono skały bardzo intensywnie skliważowane, o bardzo drobnym ziarnie. Występujący tu kliważ niskokątowy określić można jako penetratywny (także w skali mikroskopowej), ciągły w odmianie zwartej i rozstępnej, a niekiedy także dysjunktywny z przebudową w odmianie gładkiej i szorstkiej. Zmienność ta wynika z obecności zróżnicowanej domieszki grubszego ziarna mineralnego. W obrębie płaszczyzn kliważu zachodzi syndeformacyjna rekrystalizacja chlorytu, a niekiedy także biotytu. Synkinematyczność powstawania blastów podkreślona jest przez obecność zamkniętych w ich wnętrzu detrytycznych ziaren innych minerałów (najczęściej kwarcu) oraz poprzez wachlarzowe ułożenie poszczególnych blaszek minerałów, wskazujących na rotację rekrystalizującego minerału. Wielkość poszczególnych blastów nie przekracza 0,1 mm. Penetratywny kliważ zaciera niemal całkowicie pierwotną strukturę skały i nadaje jej charakter złupkowacenia dachowego. W efekcie skała nie rozpada się wzdłuż pierwotnych powierzchni sedymentacyjnych, ale wzdłuż odchylonych względem nich o około 30° powierzchni kliważu. Charakterystyczny jest brak jakiejkolwiek mineralizacji żyłowej w ich obrębie. Tak zdeformowane skały można określić angielskim terminem slate, tj. skała o bardzo drobnym ziarnie, charakteryzująca się kliważem penetratywnym, nadającym jej nową foliację.

Najwyższy stopień przemian mineralnych widoczny jest w fyllitach. Także w tym przypadku protolit był ilasty. W wyniku przemian metamorficznych tło skalne zostało zrekrystalizowane do drobnołuseczkowego muskowitu (serycytu) i rzadziej chlorytu. Minerały mieszanopakietowe pojawiają się rzadko i mogą być efektem przemian związanych z wietrzeniem. Częstym zjawiskiem jest spłaszczenie ziaren kwarcu, który wykazuje wygaszanie faliste, będące efektem rekrystalizacji. Fyllit jest skliważowany penetratywnie. Kliważ jest charakteru krenulacyjnego (przeważnie strefowego oraz rzadziej dyskretnego) kliważu osiowego. W przegubach fałdów ma on charakter kompresyjny, a w ich skrzydłach jest to ekstensyjny kliważ krenulacyjny. W obu przypadkach, w płaszczyznach kliważu zachodzi blasteza głównie drobnołuseczkowego muskowitu (serycytu) i chlorytu żelazowego, rzadziej natomiast pojawia się biotyt. Minerały te rekrystalizując nadają skale nowy kierunek uporządkowania. Blasteza zachodzi także w obrębie mikrolitonów. Często występują tu znacznie większe od tła porfiroblasty chlorytów żelazawych, o wyraźnej budowie zonalnej, zarysach automorficznych i rozmiarach do 0,3 mm. Wewnątrz blastów widoczne są, zamknięte w czasie rekrystalizacji, detrytyczne ziarna kwarcu i pirytu. W obrębie mikrolitonów powszechne jest występowanie agregatów biotytowo-chlorytowych (stack structures). Powstały one podczas rotacji powierzchni kliważu i ściskania detrytycznych biotytów, co umożliwiało rozdzielanie poszczególnych blaszek w kierunku działania najmniejszego naprężenia głównego i rekrystalizację pomiędzy nimi chlorytu żelazawego. Pierwotne warstwowanie sedymentacyjne jest w opisywanych skałach bardzo dobrze czytelne dzięki obecności licznych, cienkich przeławiceń mułowców.

Zjawiskiem powszechnie obserwowanym w obrębie fyllitów jest występowanie licznych, choć cienkich (przeważnie do 3 cm, maksymalnie do 8 cm) żyłek kwarcowych, kwarcowo-chlorytowych, kwarcowo-chlorytowych z hematytemoraz żyłek dolomitowych.

Żyły kwarcowe charakteryzują się falistym wygaszaniem światła i rozpadem większych kryształów na podziarna, jak również obecnością lamelek deformacyjnych. Zjawiska te świadczą o płynięciu krystaloplastycznym deformowanego minerału, a więc i o podatności samej deformacji. Widoczne są także wąskie (do 0,5 cm) strefy kataklazy powstałe w warunkach kruchej deformacji.

Żyłki dolomitowe osiągają niewielkie rozmiary, a ich grubość rzadko przekracza 1 cm. Występują one zarówno na powierzchniach uławicenia, jak również zabliźniają odzgięciowe spękania w przegubach fałdów. Niekiedy obserwuje się w ich obrębie lamelki translacyjne, świadczące o deformowaniu po krystalizacji. Sam fakt ich dość powszechnego występowania w górnej części odsłonięcia zasługuje na uwagę, ze względu na brak skał węglanowych w całym profilu kamecznicy podmąchocickiej.

Młodsze żyłki kwarcowo-chlorytowe i kwarcowo-chlorytowe z hematytem wykazują znacznie mniejszy stopień zdeformowania, a ich prostolinijny przebieg, niezależny od przecinanych form tektonicznych, świadczy o późnofałdowej, lub pofałdowej genezie.

W obrębie podatnych i podatno-kruchych stref ścinania o charakterze nasuwczym powszechne jest także występowanie segregacji kwarcowych o kształtach wrzecionowatych (B lineacja) i rozmiarach dłuższej osi dochodzących do 0,5 m.

Scharakteryzowane powyżej skały wykazują bardzo wyraźne przemiany metamorficzne o zróżnicowanym i zmiennym na niewielkiej przestrzeni, stopniu nasilenia. Jednocześnie nasilenie to wykazuje ścisły związek ze stopniem zdeformowania skał oraz z ich litologią. Im wyższy stopień zaangażowania tektonicznego, tym wyższy stopień przeobrażeń. Obecność drobnołuseczkowego muskowitu (serycytu), chlorytu oraz biotytu pozwala zaklasyfikować te skały do fyllitów, powstałych w warunkach facji zieleńcowej. Zakres temperatur przemian mineralnych można określić na 300–400°C. Na taką temperaturę wskazywać też może obecność lamelek deformacyjnych w kwarcu oraz lamelek translacyjnych w dolomicie. Dodatkowo lamelki deformacyjne w kwarcu wskazują na występowanie naprężenia dyferencjalnego o wartości co najmniej 170 MPa, jednak nie większego niż 420 MPa. Oboczna zmienność stopnia metamorfizmu, powszechność występowania nasunięć oraz łatwość tworzenia się odspojeń przegubowych, wskazują na stosunkowo niewielką miąższość nadkładu nad deformowanymi skałami, zapewne nieprzekraczającą 4 km. Na aktualnym etapie badań trudno jest precyzyjnie określić wiek deformacji, a więc i metamorfizmu.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 lutego 2004 r.

Zbigniew SZCZEPANIK, Wiesław TRELA, Anna ŻYLIŃSKA, Sylwester SALWA: **Nowe kambryjskie i ordowickie jednostki litostratygraficzne w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich**

Obecność osadów środkowego i górnego kambru w otworze wiertniczym Lenarczyce PIG 1 w sposób znaczący zmienia dotychczasowy obraz budowy geologicznej wschodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich, powodując jednocześnie konieczność uzupełnienia i modyfikacji istniejących schematów litostratygraficznych kambru. Propozycja formalizacji nawierconych w Lenarczycach kompleksów skalnych jest przygotowywana przez autorów niniejszego komunikatu. Dla potrzeb tego referatu oraz dla pobudzenia dyskusji o tym nieznanym, a bardzo ważnym z punktu widzenia geologii regionalnej fragmencie profilu, prelegenci proponują aby wstępnie ująć opisane wydzielenia w nieformalne jednostki litostratygraficzne — warstwy.

W spągu otworu Lenarczyce PIG 1 (135,0–150 m) występuje nieprzewiercony całkowicie kompleks osadów ilasto-mułowcowych z wkładkami pyłowców. Obecne tu skały charakteryzują się znacznym stopniem deformacji tektonicznych. Obserwowane w tej części profilu upady wykazują dużą zmienność od stosunkowo połogich do pionowych i odwróconych. Stwierdzono obecność kilku nasunięć i powiązanych z nimi genetycznie fałdów przynasuwczych oraz podłużne dyslokacje przesuwcze. W górnej części tego interwału stwierdzono także obecność uskoków mogących być pierwotnie uskokami o charakterze synsedymentacyjnym lub syndiagenetycznym. W tej części profilu nie znaleziono makroskamieniałości, a mikroszczątki organiczne są nieliczne i słabo zachowane. W najwyższej partii omawianego kompleksu (135–137 m) udało się zidentyfikować zespół słabo zachowanych akrytarchów reprezentujących rodzaje: *Adara, Celtiberium, Micrhystridium, ?Cristallinium, Comasphaeridium, ?Skiagia, Leiosphaeridia*. Pomimo słabego stanu zachowania, zespół ten wskazuje jednak na środkowokambryjski wiek omawianej serii. Barwy występujących tu akrytarchów są stosunkowo jasne (żółte do brązowych), co dowodzi, że pod względem stopnia dojrzałości termicznej kompleks ten jest podobny do kambru z regionu kieleckiego. Należy zwrócić uwagę na fakt, że w Kobiernikach, odległych od Lenarczyc o 2 km, w zbliżonych litologicznie osadach również zidentyfikowano akrytarchy niższej części środkowego kambru. Z tego powodu proponuje się wstępnie nazwać opisywane tu utwory z głębokości 135,0–150,0 m warstwami z Kobiernik. Kompleks ten wymaga jeszcze dodatkowych badań. Być może będzie można go powiązać z istniejącymi wydzieleniami litostratygraficznymi np. formacją łupków z Kamieńca. Wydaje się jednak, że nie jest on odpowiednikiem formacji łupków z Gór Pieprzowych, od której różni się zarówno wykształceniem litologicznym, stopniem diagenezy oraz paleotermiką.

Kolejny możliwy do wydzielenia kompleks skalny występuje w przedziale głębokości 73,7–135,0 m. Nie ma on jednorodnego charakteru litologicznego, a reprezentowany jest przez grube pakiety piaskowców przekładane pakietami iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowymi (heterolity) z warstwami zlepieńców. Jego dolna część, od głębokości około 128,5 do 135,0 m, charakteryzuje się bardzo silnym sfałdowaniem, natomiast część wyższa jest tektonicznie znacznie słabiej zdeformowana.

Opisany kompleks tymczasowo proponuje się nazwać warstwami z Lenarczyc, których nazwa pochodzi od miejscowości gdzie odwiercono otwór. Pomimo znacznego zaangażowania najniższej części tych warstw, pierwotnie granica z niżejległymi warstwami z Kobiernik miała charakter erozyjny. Świadczy o tym obecność klastów pyłowców i mułowców (pochodzących z warstw z Kobiernik) tkwiących w piaskowcach najniższej części warstw z Lenarczyc. Kontakt z wyżejległymi osadami ilastymi kambru górnego ma charakter ciągłego przejścia (osady ilasto-piaskowcowe w interwale 68,2–73,7 m) z lokalnie zaznaczonym epizodem erozyjnym. W kompleksie tym nie stwierdzono żadnej makrofauny ale licznie występują szczątki mikroflory akrytarchowej. W spągu omawianego interwału licznie występują akrytarchy wśród których najważniejsze znaczenie biostratygraficzne mają: *Veryhachium dumonti* Vanguestaine, *Dasydiacrodium caudatum* Vanguestaine, *Trunculumarium revinium* (Vanguestaine), *Leiofusa* cf. *stoumonensis* Vanguestaine. Taki zespół jednoznacznie wskazuje na obecność skał środkowej części kambru górnego (poziomu *Leptoplastus* i być może niższa część poziomu *Peltura*). W wyższej części profilu warstw z Lenarczyc udział tych przewodnich form maleje ale zespół w dalszym ciągu zawiera wiele taksonów dowodzących obecności skał górnokambryjskich. Zwiększa się udział akrytarchów z rodzajów: *Polygonium, Solisphaeridium, Acanthodiacrodium, Dadydiacrodium, Cymatiogalea, Steliferidium* i innych typowych rodzajów górnokambryjskiej mikroflory.

W najwyższej części profilu kambryjskiego z Lenarczyc występują ciemnoszare iłowce i mułowce ilaste przekładane nielicznymi, cienko- i gruboławicowymi piaskowcami drobnoziarnistymi. Wstępnie można je porównać do podobnie wykształconych utworów rozpoznanych w utworach Ublinek I, i Ublinek 1bis (Michniak i Olkowicz-Paprocka, 1976; Szczepanik, 1996; Kowalczewski, 1990). Z tego powodu, roboczo można je nazwać warstwami z Ublinka. Ich dolna granica z niżejległymi warstwami z Lenarczyc, jak już wcześniej wspomniano, ma charakter ciągłego przejścia (interwał 68,2–73,3 m). Granica górna ma natomiast charakter erozyjny, podkreślony przez transgresywne zlepieńce dolnego ordowiku (tremadoku górnego), i występuje na głębokości 39,2 m. Wiek warstw z Ublinka został określony przez akrytrachy, brachiopody z rodzaju *Lingulella* bardzo podobne do form opisywanych z łysogórskiej formacji łupków z Klonówki oraz trylobity z rodzaju *Peltura*. Zespół akrytarchowy jest tu bardzo liczny i dobrze zachowany. Zdominowany jest przez typowe górnokambryjskie formy z rodzajów *Acanthodiacrodium, Dasydiacrodium, Ladogiella, Cymatiogalea, Stelliferidium, Vulcanispahaera*, bardzo licznie występują tu także *Polygonium*, *Solisphaeridium*, a także pojedyncze okazy *Trunculumarium revinium* (Vanguestaine). Duża ilość *Polygonium, Solispahaeridium*, stosunkowo słabe zróżnicowanie taksonomiczne akrytarch o symetrii diakriodalnej, brak typowych dla pogranicza kambru i tremadoku form z rodzaju *Arbusculidium i Nellia i Polikilofus*a może sugerować, ze nie są to osady najwyższego kambru. Prawdopodobnie reprezentują one poziom V (*Peltura*).

Ordowik dolny w otworze Lenarczyce PIG 1 tworzą piaskowce glaukonitowe formacji z Międzygórza oraz piaskowce formacji z Bukówki (*sensu* Dzik i Pisera, 1994, lub ogniwo z Kleczanowa i ogniwo z Dymin *sensu* Bednarczyk, 1981). U podstawy or-

dowiku występuje około 30 cm miąższości warstwa zlepieńca o spoiwie glaukonitowym, który według prelegentów powinien być wyróżniony w randze formacji. Zlepieniec ten występuje w podobnej pozycji stratygraficznej, w wielu innych miejscowościach regionu kieleckiego, np. Biesak, Kędziorka oraz otworze Bukówka 1. Szczegółową analizę składu petrograficznego tego zlepieńca występującego w Kędziorce przedstawił Chlebowski (1971). Proponuje się aby zlepieniec stwierdzony w profilu Lenarczyc na głębokości 38,8–39,2 m nazwać formacją z Kędziorki, w nawiązaniu do miejscowości, gdzie wielokrotnie opisywano kontakt najniższego ordowiku z podścielającymi osadami kambru dolnego. Granicę dolną tej formacji wyznacza powierzchnia erozyjna wzdłuż której zlepieniec kontaktuje z osadami kambru dolnego (w Kędziorze) lub górnego (w otworze Lenarczyce PIG 1). Kontakt z wyżejległymi utworami formacji z Międzygórza i formacji z Wysoczek (*sensu* Dzik i Pisera, 1994) ma charakter ciągłego przejścia. Proponuje się aby stratotypami tej formacji były profile ordowiku dolnego w Kędziorze i otworze Lenarczyce PIG 1, gdzie można wskazać dolną i górną granicę tej jednostki, jej typowe wykształcenie litologiczne oraz relacje do innych jednostek litostratygraficznych. Wiek proponowanej formacji można ustalić względem wyżejległych formacji z Wysoczek i Międzygórza, uznawanych za jednostki odpowiadające górnemu tremadokowi i dolnemu arenigowi. Można przyjąć, że formacja z Kędziorki odpowiada niższej części górnego tremadoku, chociaż nie można wykluczyć jej diachronicznego charakteru.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 lutego 2004 r.

Jan MALEC: **Profil z pogranicza ordowiku i syluru w Zbrzy**

Na obszarze Zbrzy, położonym w południowo-zachodniej części regionu południowego Gór Świętokrzyskich, w połowie lat 50-tych XX wieku prowadzone były przez Tomczyka prace ziemne mające na celu rozpoznanie wykształcenia litologicznego utworów ordowiku i syluru oraz uściślenia budowy tektonicznej tego obszaru. Wykopano wówczas kilkadziesiąt rowów badawczych i szybików, głównie w obrębie skał ordowiku i syluru. Na początku lat 60 ubiegłego wieku, w ramach prac poszukiwawczych za rudami żelaza w osadach ordowiku, wykonano w rejonie Zbrzy trzy otwory wiertnicze o głębokości 123,0, 154,0 i 300,4 m (Deczkowski, Tomczyk, 1969). W dwóch z nich przewiercono dolną część ordowiku, a w jednym osady ordowiku i syluru. Na podstawie wykonanych badań stwierdzono, że w rejonie Zbrzy występuje przerwa w sedymentacji osadów ordowiku przypadająca na górny aszgil. Obecność luki stratygraficznej tłumaczono synorogenicznymi ruchami tektonicznymi fazy takońskiej, które miały się zaznaczyć na całym obszarze Gór Świętokrzyskich. W trakcie badań łupków dolnego syluru–landoweru, Tomczyk ujawnił w nich obecność znacznych ilości substancji bitumicznych. O dużej zawartości związków organicznych w tych skałach świadczył fakt (opisany przez tego badacza) palenia się łupków po ich włożeniu do ogniska.

W zachodniej części Zbrzy, na pograniczu ordowiku i syluru wykopano rów badawczy o ponad 40 metrowej długości. Odsłonięto w nim profil o rzeczywistej miąższości ponad 27 metrów, z ciągłą sedymentacją osadów pomiędzy ordowikiem (aszgil) a sylurem (landower), w którym wyróżniono kilka charakterystycznych kompleksów skalnych.

Kompleks A

Złożony z mułowców marglistych piaszczysto-żwirowych z konkrecjami węglanowymi, występuje w najniższej części odsłoniętego profilu. Warstwy mułowców o grubości od kilku milimetrów do kilkunastu centymetrów, tworzą ziarna kwarcu, intraklasty iłowców i łyszczyki, tkwiące w masie wypełniającej ilasto-wapnistej. W warstwach mułowców piaszczysto-żwirowych przeciętna średnica ziarn kwarcu wynosi około 0,5 mm, liczne są ziarna o wielkości 0,5–1,0 mm, częste o średnicy około 2 mm, a największe mają do 8 mm. W całym kompleksie materiał kwarcowy jest źle wysortowany, a udział ziarn kwarcu powyżej 0,2 mm stanowi około 15–20% objętości skały. Ziarna kwarcu, niezależnie od wielkości nie wykazują żadnego uporządkowania w obrębie obserwowanych warstw. Są one dobrze i bardzo dobrze obtoczone a ich kształt jest najczęściej kulisty lub eliptyczny. Dominują barwy jasnoszare, podrzędnie białe, przy nielicznym udziale barw ciemnoszarych, rzadko prawie czarnych. W obrębie tych warstw widoczne jest horyzontalne rozmieszczenie małych intraklastów iłowców o barwie zielonoszarej, podrzędnie ciemnoszarej, rzadziej glaukonitu?, najczęściej o długości od 0,5 do 5 mm. Maksymalne rozmiary intraklastów dochodzą do 1,5 cm długości i 0,7 cm grubości. Intraklasty są na ogół płaskie, o ostrokrawędzistych brzegach. Spągowa powierzchnia warstw mułowcowych jest erozyjna o deniwelacjach od milimetra do 0,5 cm i uzależnionych od grubości warstw.

Warstwy mułowców marglistych piaszczysto-żwirowych rozdzielone są iłowcami lub mułowcami o grubości od kilku milimetrów do kilku centymetrów, sporadycznie grubszymi. Najczęściej są one bezstrukturalne lub z laminacją poziomą. W niektórych warstwach, także tych o poziomej laminacji — występują rozproszone ziarna kwarcu o średnicy do 0,6 mm.

Kompleks ten charakteryzuje się obecnością kilku horyzontów z konkrecjami węglanowymi o jasnoszaro-zielonej barwie. Konkrecje złożone są z materiału węglanowego występującego w formie gruzłów o nieregularnym kształcie, średnicy do kilku centymetrów, rozdzielonych osadem ilasto-węglanowym o jasnozielono-szarej barwie. Wewnątrz konkrecji częste są skupienia dużych kryształków pirytu, cienkie użylenia kalcytowe a także nieregularnie rozmieszczone żyłki o jasnozielonej barwie — praw-

dopodobnie z udziałem glaukonitu. Występują w nich ponadto rozproszone, dobrze obtoczone ziarna kwarcu o średnicy do 0,5 mm, nieliczne gładkoskorupowe małżoraczki i małe ramienionogi oraz bliżej niezidentyfikowane szczątki organiczne złożone z substancji fosforanowej. Konkrecje mają na ogół 10–20 cm średnicy i 5–10 cm grubości, a największe osiągają 50 cm średnicę i 25 cm grubość. Miąższość odsłoniętej, stropowej części kompleksu wynosi około 3,5 m.

Kompleks B

Tworzą mułowce margliste piaszczysto-żwirowe, występujące w ciągłości sedymentacyjnej z osadami kompleksu A. Prawie w całym kompleksie, w obrębie ilasto-wapnistego matriks obecne są liczne ziarna kwarcu o wielkości powyżej 1 mm. Warstwy bogate w materiał kwarcowy występują od spągu kompleksu do około 0,4 m poniżej jego stropu. Najmniejsze rozmiary ziarn kwarcu obserwowano w 2,5 metrowej serii znajdującej się około 1,5 metra poniżej stropu kompleksu. Największe ziarna kwarcu występują w stropowym, 1,5 metrowym odcinku, gdzie osiągają 3 mm średnicę. W kompleksie tym, udział materiału kwarcowego o frakcji powyżej 0,2 mm stanowi około 30% objętości skały, a maksymalny do około 45–50% — w warstwie położonej około 1,0 m poniżej stropu kompleksu. Wysortowanie materiału kwarcowego, stopień obtoczenia ziarn kwarcu i ich barwa, są takie same jak w kompleksie leżącym poniżej. W warstwach marglistych mułowców piaszczysto-żwirowych występują intraklasty iłowców zielono-szarych i ciemnoszarych o rozmiarach od ułamka milimetra do 1 cm długości i 0,5 cm grubości. Największe intraklasty reprezentowane przez ciemnoszare iłowce o ponad 10 cm długości, 2 cm szerokości i 0,7 cm grubości, zanotowano w warstwie położonej około 0,6 m poniżej stropu kompleksu. Miąższość wynosi około 5 metrów.

Kompleks C

Reprezentowany jest przez osady mułowcowo-piaskowcowe, złożone z kilku charakterystycznych warstw o łącznej miąższości około 55 cm. Od spągu występują:

— Mułowce szaro-brunatne bezstrukturalne. W tle obecny jest rozproszony materiał złożony z bardzo dobrze obtoczonych ziarn kwarcu, o przeciętnych rozmiarach 0,3–0,5 mm, maksymalnych do 2 mm. Występują ponadto intraklasty szarobrunatnych mułowców o długości do 0,7 cm i liczne małe jasne łyszczyki. Miąższość około 14 cm.

— Mułowce szare bez widocznych struktur sedymentacyjnych. Znajdują się w nich rozproszone ziarna kwarcu o bardzo dobrym stopniu obtoczenia, przeciętnie o średnicy 0,5 mm, maksymalnie do 1 mm i liczne jasne łyszczyki. Miąższość około 23 cm.

— Mułowce ciemnoszare poziomo laminowane z rozproszonymi małymi, jasnymi łyszczykami. Miąższość 5 cm.

— Mułowce szaro-zielone poziomo laminowane. Zawierają rozproszone drobne ziarna pirytu, glaukonitu ? i małe łuski muskowitu. Miąższość 4 cm.

— Piaskowiec o barwie szaro-brunatnej. Złożony jest z dobrze wysortowanych ziarn kwarcu o przeciętnej średnicy do 0,5 mm, kulistym lub eliptycznym kształcie, bardzo dobrze obtoczonych, spojonych słabo zwięzłym, żelazisto-ilastym spoiwem. W spoiwie obecne są małe nieregularne gniazda pirytu oraz rozproszone okruchy glaukonitu lub/i zielono-szarych iłowców. Miąższość 8 cm.

Kompleks D

Tworzą czarne i brunatno-szare zwięzłe iłowce rozdzielone warstwami łupków ilastych słabo zwięzłych, kruchych. W najniższej części kompleksu, w czarnych iłowcach na przestrzeni około 1,5 cm występują ziarna kwarcu o przeciętnej średnicy poniżej 0,5 mm, maksymalnej do 1 mm, bardzo dobrze obtoczone. W spągu są horyzontalnie rozmieszczone tworząc laminki o grubości do 3 mm, wyżej występują w formie rozproszonej. Obok ziarn kwarcu częste są małe soczewkowate skupienia pirytu o średnicy 0,5–2,0 mm. Warstwy iłowców mają grubość od kilku do kilkunastu centymetrów. Struktury sedymentacyjne wyrażone są w postaci subtelnej poziomej laminacji, podkreślonej alternacją ciemniejszych i jaśniejszych lamin. Te ostatnie są cieńsze, o grubości około 0,5 mm, natomiast grubsze ciemniejsze mają około 1–2 mm grubości. W obrębie lamin występują małe soczewkowate koncentracje o jaśniejszej barwie, być może substancji krzemionkowej, nieregularnie poziomo rozmieszczone, o długości od 0,1 do 1,0 mm. W kilku odcinkach profilu, pomiędzy laminami odnotowano także obecność kulistych, zwietrzałych form o jasnobrunatnej barwie, średnicy od 0,1 do 0,25 mm, należących być może do radiolarii. W przekroju poprzecznym widoczne są także cienkie, czarne skupienia substancji organicznej — graptolitów o długości od kilku milimetrów do kilku centymetrów, z wyraźną regularnie rozmieszczoną ornamentacją. Organizmy te są powszechnie spotykane w całym kompleksie na powierzchniach oddzielności warstw. Kompleks ten odsłonięto na odcinku ponad 18 metrów.

Granicę pomiędzy ordowikiem a sylurem postawiono (do czasu zbadania fauny graptolitowej) umownie w spągu czarnych iłowców z graptolitami kompleksu D. Profil ordowiku odsłonięty w Zbrzy, odpowiada górnej części łupków morawickich wyróżnionych w tej części Gór Świętokrzyskich przez Tomczyka (1962). Na obszarze tym, miąższość mułowców marglistych piaszczysto-żwirowych oceniana jest na około 15 m. Odsłonięte utwory syluru reprezentują dolną część warstw zbrzańskich, które według Tomczyka (*op. cit.*), na obszarze zachodniej części Gór Świętokrzyskich osiągają do 25 m miąższości.

W całym zbadanym profilu, górny ordowik i dolny sylur mają w przybliżeniu takie same wartości biegu i upadu warstw w zakresie 158/38 NE–171/54 NE, średnio wynoszą 165/46 NE. Utwory syluru są silnie stektonizowane wzdłuż dwóch krzyżujących się ze sobą systemów spękań. Płaszczyzny tektoniczne jednego systemu są zorientowane w azymucie o wartości około 130° i upadzie 60° na SW, drugiego zaś przebiegają w azymucie 60° i zapadają pod kątem 75° na NW. Ciągłość sedymentacji osadów pomiędzy ordowikiem a sylurem wskazuje, że w rejonie Zbrzy nie ma luki stratygraficznej pomiędzy tymi systemami.

Drastyczna zmiana charakteru litologicznego osadów na pograniczu ordowiku i syluru, z mułowców marglistych piaszczysto-żwirowych na czarne łupki z graptolitami, związana jest ze stosunkowo raptownym podniesieniem wód oceanu światowego, spowodowanym topnieniem lądolodu na półkuli południowej.

le wysortowany materiał okruchowy mułowców marglistych piaszczysto-żwirowych górnego ordowiku, w którym „pływają" duże ziarna kwarcu pozbawione gradacji uziarnienia oraz licznie występujące intraklasty iłowców wskazują, że mecha-

nizmem depozycji tych osadów były podmorskie kohezyjne spływy mułowe. Charakteryzowały się one stosunkowo dużą gęstością i znaczną energią na obszarze depozycji, o czym świadczą erozyjne spągowe powierzchnie warstw mułowców. Jedynie cienkie warstwy ilaste o poziomej laminacji świadczą o sedymentacji z rozrzedzonej zawiesiny docierającej na obszar Zbrzy. Materiał gruboklastyczny mułowców marglistych piaszczysto-żwirowych, reprezentowany przez bardzo dobrze obtoczone ziarna kwarcu wskazuje, że pochodził on spoza basenu sedymentacyjnego, do którego był resedymentowany z obszaru o wysokiej dojrzałości mineralogicznej osadów terygenicznych. Występujące w mułowcach intraklasty iłowców reprezentują fragmenty warstw wypełniających basen, wyerodowane z osadów podłoża.

W utworach górnego ordowiku ze Zbrzy, występuje znacznie grubsza frakcja materiału terygenicznego aniżeli w równowiekowych skałach ze środkowej części regionu południowego Gór Świętokrzyskich, zbadanych w synklinie bardziańskiej, odpowiadających warstwom z Zalesia (Masiak i in., 2003). Obecność w profilu Zbrzy grubszej frakcji osadów klastycznych wskazuje, że w późnym ordowiku był on położony bliżej obszaru źródłowego niż rejon synkliny bardziańskiej.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 24 marca 2004 r.

Maria NOWAK, Władysław ŚLUSAREK: **Złoża kopalin i możliwości ich zagospodarowania w świetle uwarunkowań sozologicznych na obszarze arkusza Karsin *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski* w skali 1:50 000**

Obszar arkusza Karsin obejmuje pogranicze dwóch mezoregionów geograficznych Równiny Charzykowskiej i Borów Tucholskich. Pod względem geologiczno-strukturalnym obszar leży na granicy dwóch dużych jednostek syneklizy perybałtyckiej i synklinorium brzeżnego. W układzie administracyjnym położony jest w województwie pomorskim i obejmuje część gmin Karsin, Dziemiany i Stara Kiszewa (powiat kościerski) oraz Brusy i Czersk (powiat chojnicki).

Ukształtowanie powierzchni terenu wykazuje cechy typowego krajobrazu młodoglacjalnego (zlodowacenia północnopolskie). Występują tu formy pochodzenia lodowcowego i wodnolodowcowego (sandry, wysoczyzny i wzgórza morenowe, rynny, kemy, zagłębienia wytopiskowe, jeziora) oraz formy pochodzenia rzecznego (dna dolin i tarasy rzeczne). Ważnym elementem hydrograficznym kształtującym krajobraz tego obszaru są jeziora rynnowe (Wdzydze, Młosino, Brzeźno, Blewicz, Skąpe), wytopiskowe (Czyste) i morenowe (Wielewskie).

Prawie cały obszar posiada status terenów prawnie chronionych (Wdzydzki Park Krajobrazowy, obszary chronionego krajobrazu: Lipuski, Chojnicko-Tucholski, Północny — część zachodnia i wschodnia). Znajdują się tu dwa rezerwaty florystyczne, 9 pomników przyrody żywej i 4 użytki ekologiczne. W rezerwacie „Bór Chrobotkowy" (41,5 ha) chroni się 253 gatunki rzadkich porostów naziemnych, a rezerwat „Kręgi Kamienne" (16,1 ha) utworzono dla ochrony grupy głazów narzutowych ułożonych w celach kultowych przez człowieka (I–II w. n.e.) oraz występujących na nich licznych gatunków mchów i porostów (relikty polodowcowe).

Na omawianym obszarze kryteria kopalin użytecznych spełniają czwartorzędowe piaski, żwiry, kreda jeziorna, gytia wapienna oraz torfy. Znajdują się tu tylko dwa udokumentowane złoża kruszywa naturalnego. Są one z punktu widzenia ochrony środowiska małokonfliktowe (możliwe do zagospodarowania bez większych ograniczeń).

Złoże „Rudziny" udokumentowano w 1971 r. w kategorii C_1, a w 1989 r. (po wieloletniej eksploatacji) opracowano dodatek do dokumentacji, w którym zaktualizowano zasoby i uściślono granice złoża. W złożu o powierzchni 21,9 ha występują wodnolodowcowe osady piaszczysto-żwirowe, a w nadkładzie gleba piaszczysta oraz piaski drobnoziarniste i gliniaste (grubość 0–1,8 m, średnio 0,2 m). Udokumentowano występujące w stropie piaski (miąższość 0,8–8,2 m średnio 4,3 m, zasoby bilansowe 303,7 tys. ton) oraz pospółkę (miąższość 0,5–3,8 m średnio 1,1 m, zasoby bilansowe 1511,3 tys. ton). Piaski charakteryzują się następującymi parametrami: punkt piaskowy 74,2–100%, zawartość pyłów mineralnych 0,4–4,0%, ciężar nasypowy w stanie utrzęsionym 1,6–1,85 T/m^3, współczynnik filtracji 5,6–32,5 m/dobę. Jakość pospółek jest następująca: punkt piaskowy 36,1–75,0%, zawartość pyłów mineralnych 0,4–4,4%, ciężar nasypowy w stanie utrzęsionym 1,68–1,16 T/m^3. Złoże jest częściowo zawodnione. W latach 1971–1991 prowadzona była intensywna eksploatacja, kruszywo wykorzystywano do produkcji mas mineralno-bitumicznych oraz do zimowego utrzymania dróg. Pozostały dwa duże wyrobiska stokowo-wgłębne. Wyrobisko w granicach złoża zajmuje powierzchnię około 3 ha (wysokość ścian 4–5 m). Na południowy wschód od granic złoża znajduje się wyrobisko o powierzchni 7–8 ha, które zostało częściowo zrekultywowane.

Złoże „Dębowiec" zlokalizowano na obszarze równiny sandrowej (zasoby zarejestrowane 29,48 tys. ton, powierzchnia 0,58 ha). Serię złożową stanowi pokład piasków różnoziarnistych (średnia miąższość 3,0 m, punkt piaskowy 82,2–87,6%, zawartość pyłów mineralnych 1,1–1,5%). W nadkładzie grubości 0,3 m występuje gleba piaszczysta. Złoże jest niezawodnione. Złoże eksploatowane jest od 1994 r. przez prywatnego przedsiębiorcę (koncesja ważna do 2008 r.). Powierzchnia obszaru górniczego wynosi 1,4 ha, a terenu górniczego 2,0 ha. Wydobycie kopaliny odbywa się w wyrobisku stokowo-wgłębnym (powierzchnia około 0,6 ha, wysokość ścian do 3 m). Kopalina może być wykorzystana jako kruszywo budowlane (piaski nieklasyfikowane i

piaski do zapraw budowlanych) oraz kruszywo drogowe (mieszanki mineralno-bitumiczne i betony cementowe).W czasie wizji terenowej w czerwcu 2003 r. stwierdzono, że piaski wydobywane są również poza obszarem złoża (wyrobisko o powierzchni 0,3 ha i wysokości ścian do 5 m). W rejonie złoża „Dębowiec" wyznaczono obszar prognostyczny dla udokumentowania złoża piasków (powierzchnia 15 ha, średnia miąższość 3,0 m, punkt piaskowy średnio 85%, zasoby szacunkowe 760 tys. m^3).

Prace geologiczno-poszukiwawcze zł piaskowo-żwirowych (pospółki), prowadzone w rejonie miejscowości: Czarniż, Odry, Gotelp, Przytarnia i Wiele, zakończyły się wynikiem negatywnym. Stwierdzono występowanie piasków różnej granulacji (miąższość 1–7 m do głębokości 10–15 m), w których tylko lokalnie występują warstwy piasków ze żwirem (miąższość 0,5–5,4 m, punkt piaskowy 20–80%). Na południe od wsi Wiele wyznaczono obszar perspektywiczny dla piasków (miąższość 1,2–5,5 m), ale prognozy na udokumentowanie złoża są niewielkie (otulina Wdzydzkiego Parku Krajobrazowego, GZWP „Czersk" i bliskie sąsiedztwo bardzo atrakcyjnych turystyczno-wypoczynkowych terenów). W dolinie rzeki Niechwaszcz wyznaczono dwa obszary perspektywiczne, w których kreda jeziorna i gytia spełniają kryteria bilansowości (miąższość średnio 1,8–2,5 m, grubość nadkładu średnio 1,0–1,9 m, średnia zawartość CaO 44%). Obszary o negatywnych wynikach poszukiwań złóż kredy jeziornej i gytii wapiennej znajdują się w rejonie miejscowości Raduń, Karsin, Bąk i Miedzno oraz w pobliżu Jeziora Wdzydze. W obszarach tych pod nadkładem torfu (grubość 0,5–5 m) nawiercono warstwę kredy jeziornej i gytii wapiennej o zmiennej miąższości 0,5–3,9 m i zasadowości ogólnej do 38% CaO lub stwierdzono ich brak.

Torfowiska są ekosystemami łniającymi bardzo 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 znajduje się kilkadziesiąt większych lub mniejszych wystąpień złożowych torfów (udokumentowanych w latach 50–60 XX wieku), ale w potencjalnej bazie zasobowej znalazły się tylko torfy występujące w okolicach Karsina i Osowa (miąższość 0,8–1,5 m, zawartość substancji nieorganicznych w suchej masie 9–22%, stopień rozkładu 24–40%). Pozostałe torfowiska zostały z niej wyłączone, ze względu na ważne znaczenie hydrologiczne i rolniczo-gospodarcze (bardzo dobre i dobre użytki zielone) oraz położenie na terenach zalesionych i chronionych (park krajobrazowy, rezerwaty przyrody i użytki ekologiczne).

Na obszarze arkusza zapotrzebowanie w surowce budowlane i drogowe można zaspokoić przez wznowienie eksploatacji piasków i żwirów ze złoża „Rudziny" oraz powiększenie złoża piasków „Dębowiec" (obszar prognostyczny). Należy zaznaczyć, że na obszarach w obrębie sąsiednich arkuszy znajdują się liczne udokumentowane i eksploatowane złoża piasków i pospółek oraz kredy jeziornej, gytii wapiennej i torfów.

W dyskusji brali udział: J. Gągol, A. Juszczyk, M. Kuleta, T. Wróblewski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 21 kwietnia 2004 r.

Jan MALEC: **Niezgodność późnokaledońska w Górach Świętokrzyskich**

Klasyfikacja osadów górnego syluru i najniższego dewonu Gór Święokrzyskich nie jest jak dotychczas w pełni rozstrzygnięta względem umiejscowienia w schemacie strukturalnego i geodynamicznego rozwoju basenów. Wyrażane są opinie o fliszowym charakterze dolnej części sekwencji szarogłazowej syluru i molasowym górnej, lub też o całej serii szarogłazowej jako późnokaledońskiej molasie. Zróżnicowane są poglądy na temat obecności i zakresie czasowym niezgodności późnokaledońskiej. W regionie łysogórskim kwestionowane jest istnienie luki stratygraficznej pomiędzy sylurem a dewonem, lub też przedstawiane są dowody potwierdzające jej obecność. Wątpliwości nie budzi jedynie duża luka stratygraficzna w regionie kieleckim, pomiędzy zerodowanymi w stropie szarogłazami górnego syluru a dolnodewońskimi utworami oldredowymi.

W regionie łysogórskim, osady węglanowe i klastyczne najwyższego syluru i najniższego dewonu, reprezentowane przez górną część warstw rzepińskich, warstwy klonowskie i warstwy bostowskie, określane są jako molasa późnokaledońska (Malec, 1996; Kowalczewski i in., 1998). Różnią się one wykształceniem litologicznym i bardziej płytkowodnym środowiskiem sedymentacji od starszych osadów szarogłazowych syluru o charakterze fliszowym, należących do warstw wydryszowskich i dolnej części warstw rzepińskich. W skład serii molasowej wchodzą także zlepieńce miedzianogórskie z zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Wyniki badań paleotermicznych a także analiza subsydencji osadów syluru wskazują, że obszar objęty zasięgiem występowania zlepieńców miedzianogórskich znajduje się w obrębie regionu (bloku) łysogórskiego (Malec, 2000; Narkiewicz, 2000, 2002). W zachodniej części Gór Świętokrzyskich dyslokacja łysogórska, rozgraniczająca blok małopolski od bloku łysogórskiego, przebiega na południe od wychodni zlepieńców miedzianogórskich.

W profilu górnego syluru, osady molasowe warstw klonowskich pojawiają się diachronicznie. Wiek najstarszej serii terygenicznej odpowiadającej facjalnie warstwom klonowskim udokumentowano w zachodniej części Gór Świętokrzyskich na podstawie pozycji biostratygraficznej szarogłazów warstw kieleckich leżących bezpośrednio poniżej. Występujące w stropowej części sekwencji szarogłazowej graptolity, trylobity i małżoraczki wskazują na późnoludlowski wiek osadów molasowych, w zakresie graptolitowego poziomu *P. Latilobatus/M. (Slovinograptus) balticus* (Malec, 2001). Młodsze utwory molasowe, reprezentowane

przez górną część warstw rzepińskich datowane są na pogranicze ludlowu i przydolu (Malec, 2000), natomiast warstwy klonowskie z zachodniej i północnej części regionu łysogórskiego, występujące bezpośrednio powyżej szarogłazów warstw rzepińskich należą do przydolu (Kowalczewski i in., 1998). Dolnej sekwencji klastyków warstw klonowskich, na wschodzie tego obszaru odpowiadają iłowce i mułowce o wiśniowej barwie, leżące w stropie serii szarogłazowej warstw rzepińskich.

Zlepieńce miedzianogórskie leżą w ciągłości sedymentacyjnej na wiśniowych mułowcach i piaskowcach zbliżonych litologicznie do warstw klonowskich z obszaru stratotypowego. Otoczaki wchodzące w skład zlepieńców złożone są z piaskowców kwarcytowych kambru pochodzących z Pasma Głównego. Są one bardzo dobrze obtoczone, nierzadko z małymi kotłami eworsyjnymi na ich powierzchni. Obróbka mechaniczna kwarcytów odbywała się na obszarze górskim w środowisku fluwialnym o dużej energii. W rejonie północnej części Kielc, grubootoczakowe zlepieńce miedzianogórskie były akumulowane na stromym skłonie depozycyjnym w proksymalnej części głębokomorskiego stożka. Materiał okruchowy zlepieńców, złożony prawie wyłącznie z piaskowców kwarcytowych wskazuje, że proces kwarcytyzacji piaskowców kambru Pasma Głównego miał miejsce przed późnym ludlowem.

Warstwy bostowskie występujące w środkowej i wschodniej części regionu łysogórskiego, deponowane były w głębszej, bardziej dystalnej części zbiornika aniżeli warstwy klonowskie. W odróżnieniu od tych ostatnich, występują w nich także osady węglanowe. Pozycja stratygraficzna najmłodszej serii molasowej należącej do warstw bostowskich, określana jest na dolny–środkowy ? lochkov (Tomczyk i in., 1977).

Powstanie sekwencji o charakterze molasowym poprzedzone zostało wypiętrzeniem południowej części regionu łysogórskiego (oraz prawdopodobnie strefy leżącej bezpośrednio na południe), w tym obszaru zajmowanego w przybliżeniu przez dzisiejsze Pasmo Główne zbudowane z utworów kambru. Od północy i południa był on ograniczony dużymi strefami tektonicznymi: główną dyslokacją świętokrzyską od południa i strefą tektoniczną określaną jako Tumlin–Zachcinek, lub rozłam północnołysogórski, ramujący Pasmo Główne od północy (Kowalczewski i in., 1998; Kowalczewski, 2000). Początek ruchów wznoszących rozpoczął się w późnym ludlowie. Sedymentacja gruboklastycznych zlepieńców miedzianogórskich wskazuje na wysokie tempo podnoszenia obszaru lądowego.

Różnoczasowe pojawianie się terygenicznej facji warstw klonowskich dowodzi, że ruchy wznoszące południową część bloku łysogórskiego, przemieszczały się stopniowo z zachodu na wschód regionu. Rozkład przestrzenno-czasowy tych osadów oraz obecność zlepieńców miedzianogórskich w zachodniej części regionu wskazują, że w późnym ludlowie, obszarem najwcześniej wydźwigniętym była NW część Gór Świętokrzyskich. Po jego wypiętrzeniu, erozja objęła w pierwszym etapie skały syluru, głównie szarogłazy, później także ordowiku i kambru.

W późnym sylurze i wczesnym dewonie, basen łysogórski cechował się stosunkowo dużą subsydencją. Na przełomie syluru i dewonu istniała tendencja do jego spłycania z zachodu na wschód. W tym samym kierunku odbywały się ruchy wznoszącye dno zbiornika. Sedymentacja osadów molasowych warstw klonowskich i warstw bostowskich przerwana została w środkowym? — późnym lochkovie na skutek wydźwignięcia całego obszaru północnej części Gór Świętokrzyskich.

W regionie łysogórskim, na osadach o charakterze molasowym, z niezgodnością erozyjną i luką stratygraficzną leżą utwory terygeniczne dewonu dolnego reprezentujące serię oldredową. Jej spągową część tworzą głównie osady aluwialne (sporadyczne są wkładki z morską fauną) warstw barczńskich. Leżące wyżej warstwy zagórzańskie i niektóre ogniwa litostratygraficzne wchodzące w skład formacji grzegorzowickiej, reprezentują klastyki przybrzeżne z udziałem warstw i kompleksów powstałych w efekcie krótkotrwałych ingresji morskich. Dolna i środkowa część warstw barczańskich datowana jest na późny prag (Fijałkowska-Mader i in., 1997). Górna granica serii oldredowej jest diachroniczna i charakteryzuje się kontaktem zgodnym sedymentacyjnie z leżącymi wyżej iłowcami lub dolomitami z pogranicza dewonu dolnego i środkowego. Na przeważającym obszarze regionu łysogórskiego, sedymentacja klastyków oldredu zakończyła się w późnym emsie. Jedynie w jego części zachodniej, terygeniczne osady były deponowane do wczesnego eiflu.

Luka stratygraficzna pomiędzy osadami molasowymi a leżą wyżej piaskowcami oldredowymi warstw barczańskich ma największy rozmiar w zachodniej części regionu łysogórskiego. Na obszarze tym, w północnej części Kielc niezgodność późnokaledońska pomiędzy zlepieńcami miedzianogórskimi a klastykami oldredu obejmuje najwyższy ludlow, pridoli, lochkov i dolny prag (Malec, 2001). Jej zakres stratygraficzny zmniejsza się w środkowej i wschodniej części tego regionu. Występuje tam w obrębie dolnego dewonu pomiędzy warstwami bostowskimi a warstwami barczańskimi, w zakresie środkowy lochkov–środkowy (górny ?) prag (Fijałkowska i in., 1997).

Obszar regionu kieleckiego, począwszy od późnego ludlowu stanowił denudowany ląd. W okresie sedymentacji osadów terygenicznych, charakteryzował się on wolniejszą subsydencją aniżeli basen łysogórski, o czym świadczy zdecydowanie mniejsza miąższość występującej tam serii oldredowej. Na obszarze tym, najstarsze osady dolnodewońskie datowane są na bliżej nieokreśloną część pragu, a najmłodsze na pogranicze emsu i eiflu (Turnau, Tarnowska, 1997). W regionie kieleckim, niezgodność późnokaledońska jest większa niż w regionie łysogórskim. Najmniejsza luka stratygraficzna występuje pomiędzy zerodowanymi w stropie szarogłazami warstw niewachlowskich górnego syluru a dolnodewońskimi osadami terygenicznymi warstw z Haliszki. Górna część zachowanej sekwencji warstw niewachlowskich datowana jest na środkowy–górny ludlow, w zakresie poziomów graptolitowych *Bochemograptus bohemicus–Neocuculograptus inexspectatus–N. Kozlowskii* (Tomczykowa, Tomczyk, 1981). Luka stratygraficzna obejmuje na tym obszarze górny ludlow, pridoli, lochkov i bliżej niezdefiniowaną część pragu.

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

Posiedzenie odbyło się w dniu 22 września 2004 r.

Maria NOWAK: **Zasoby przyrody i krajobrazu na arkuszu Brusy *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski* w skali 1:50 000**

Obszar w granicach arkusza Brusy znajduje się w obrębie pomorskiego odcinka zapadliska brzeżnego i obejmuje pogranicze dwóch jednostek fizycznogeograficznych — Równiny Charzykowskiej i Borów Tucholskich. W układzie administracyjnym należy do gmin Brusy, Chojnice, Studzienice, Lipnica i Dziemiany w województwie pomorskim.

Rzeźba terenu wykazuje cechy typowego krajobrazu młodoglacjalnego (zlodowacenia północnopolskie). Największą powierzchnię obszaru (około 70%) zajmuje piaszczysto-żwirowa równina sandrowa, a wschodnią i częściowo centralną część — wysoczyzna polodowcowa zbudowana z piaszczystej gliny zwałowej. Morfologię urozmaicają piaszczysto-żwirowe wzgórza morenowe, rynny polodowcowe oraz liczne zagłębienia bezodpływowe wypełnione wodą, zabagnione i zatorfione.

Główną rzeką obszaru jest Brda i jej prawobrzeżny dopływ Zbrzyca. Zabagniona rynna subglacjalna w okolicach Zalesie-Brusy to obszar źródliskowy rzeki Niechwaszcz, której osobliwością jest zjawisko bifurkacji. Ważnym elementem hydrograficznym kształtującym krajobraz omawianego obszaru są liczne jeziora. Znajdują się tu: wąskie i głębokie jeziora rynnowe, ułożone w charakterystyczne ciągi (Zmarłe, Gardliczno Duże, Płęsno, Łąckie, Dybrzk, Kossobudno) oraz różnej wielkości płytkie jeziora wytopiskowe, często w zaawansowanym stadium wypłycania i zarastania (Kruszyńskie, Parzyn, Warzyn, Milachowo, Laska, Karsińskie, Witoczno). Swoisty charakter mają niewielkie bezodpływowe jeziorka tzw. „oczka", a wśród nich jeziora lobeliowe o kryształowo czystej wodzie i specyficznej roślinności.

Obszary leśne, które zajmują większą część omawianego obszaru, spełniają ważne funkcje wodoochronne i retencyjne oraz biotopotwórcze i klimatotwórcze. Stanowią one fragment Borów Tucholskich (największego zwartego kompleksu leśnego w Polsce). Charakterystycznym i ważnym elementem szaty roślinnej tego obszaru są zbiorowiska nieleśne: wodne, bagienne, torfowiskowe i łąkowe, często z chronionymi i rzadkimi gatunkami roślin. Większość z nich objęto ochroną w granicach Parku Narodowego Bory Tucholskie i Zaborskiego Parku Krajobrazowego oraz obszarów chronionego krajobrazu.

Prawie cał obszar posiada status terenów prawnie chronionych (Park Narodowy Bory Tucholskie, Zaborski Park Krajobrazowy, obszary chronionego krajobrazu: Lipuski, Północny, Bory Tucholskie i Chojnicko-Tucholski). Znajdują się tu: 4 rezerwaty przyrody (faunistyczny „Jezioro Laska" — 70,4 ha, wodny „Nawionek" — 10,67 ha, florystyczny „Piecki" — 112,31 ha, torfowiskowy „Bagno Stawek" — 40,8 ha), 70 pomników przyrody żywej (pojedyncze drzewa i grup drzew oraz stanowiska skrzypu olbrzymiego), 3 pomniki przyrody nieożywionej (źródliska) oraz 25 użytków ekologicznych (bagna i jeziora lobeliowe). Istnieją projekty ustanowienia dwóch dużych krajobrazowych rezerwatów przyrody „Dolina Kulawy" (175,17 ha) i „Jeziora rynnowe" (249,52 ha).

Na obszarze objętym arkuszem Brusy nie ma udokumentowanych zł kopalin, jak również nie ma perspektyw na znalezienie złożowych wystąpień piasków i żwirów. Złoże kredy jeziornej „Laska" udokumentowane w 1958 r. (powierzchnia 30,8 ha, miąższość 0,5–3,0 m, zasoby w kategorii C_2 498 tys. ton), zostało wykreślone z bilansu zasobów. Obecnie, te wystąpienia kredy jeziornej znalazły się w granicach projektowanego rezerwatu krajobrazowego „Dolina Kulawy". Potencjalne perspektywy złożowe dla kruszywa naturalnego istnieją na obszarach występowania piaszczysto-żwirowych osadów sandrowych. Osady te są niedostępne dla prac geologiczno-poszukiwawczych, ponieważ prawie w całości pokryte są zwartym kompleksem leśnym, chronionym w obrębie Parku Narodowego Bory Tucholskie i Zaborskiego Parku Krajobrazowego. ródłem zaopatrzenia w surowce budowlane i drogowe mogą być liczne złoża piasków i pospółek, udokumentowane i eksploatowane na obszarach w obrębie sąsiednich arkuszy (m.in. w okolicach: Rudzin, Dębowca, Wojtala, Lipnicy). Torfy występujące na omawianym obszarze, pomimo spełniania kryteriów bilansowości, nie zostały zaliczone do potencjalnej bazy zasobowej ze względu na bardzo ważne znaczenie hydrologiczne i rolniczo-gospodarcze oraz położenie na terenach zalesionych i chronionych.

Obszar objęty arkuszem Bursy jest regionem o ciekawym folklorze i zabytkach kaszubskich. Okolice Brus to centrum ziemi zaborskiej (historyczna nazwa południowych Kaszub). W Brusach działa jedyne w Polsce Liceum Ogólnokształcące z kaszubskim językiem wykładowym i słynny Zespół Folklorystyczny „Krëbane". Ochroną konserwatorską objęto interesujące zabytki architektury sakralnej i świeckiej z XVII–XX w., zachowane między innymi w miejscowościach: Brusy, Leśno, Swornegacie, Wielkie Chełmy, Przymuszewo, Widno, Kaszuba, Żabno, Wysoka Zaborska, Czyczkowy i Główczewice.

Podstawową funkcją i kierunkiem rozwoju gospodarczego tego obszaru jest leśnictwo, rolnictwo i przemysł drzewny. Walory przyrodniczo-krajobrazowo-kulturowe oraz jego niewielkie zaludnienie i uprzemysłowienie, stwarzają warunki do rozwoju funkcji turystyczno-rekreacyjnych i wypoczynkowych. Możliwe i wskazane jest dalsze rozwijanie agroturystyki oraz turystyki wypoczynkowej i kwalifikowanej. Ośrodki wypoczynkowe, gospodarstwa agroturystyczne i kempingi znajdują się głównie nad jeziorami (Karsińskie, Łąckie, Dybrzk, Kossobudno, Kruszyńskie, Leśno) oraz w Brusach i Wielkich Chełmach. Przebiegają tu liczne piesze, kajakowe i rowerowe szlaki turystyczne. Rzeka Brda to jeden z najpiękniejszych w Polsce szlaków wodnych (liczne stanice PTTK i pola biwakowe, od 1928 r. organizowane są międzynarodowe spływy kajakowe, a od 1965 r. również spływy zimowe).

W dyskusji brali udział: J. Gągol, A. Juszczyk, T. Wróblewski i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 6 października 2004 r.

Jan MALEC, Maria KULETA, Zbigniew BUŁA: **Szarogłazy syluru Gór Świętokrzyskich i rejonu Zawiercia**

Wykonano porównawcze badania litologiczno-sedymentologiczne i petrograficzne grubookruchowych osadów szarogłazowych syluru z Gór Świętokrzyskich i z rejonu Zawiercia. Z pierwszego obszaru analizowano trzy profile (Wydryszów, Dębniak, otwór Wilków) z dolnej części sekwencji szarogłazowej regionu łysogórskiego, odpowiadającej warstwom wydryszowskim oraz siedem (Baranówek, Bardo, Kielce–Niewachlów, Niestachów, Widełki, Zalesie, Zbelutka) z regionu kieleckiego, z utworami warstw niewachlowskich. Z rejonu Zawiercia zbadano szarogłazy należące do górnej części formacji z Mrzygłodu oraz do formacji z Łapczycy (wg podziału Buły, 2000), występujące w czterech otworach wiertniczych: RK-7, RK-8, RK-11 i RK-14. W badanych sekwencjach szarogłazowych wyróżniono charakterystyczne facje i subfacje osadów. Badania petrograficzne składników okruchowych frakcji zlepieńcowej i piaskowcowej pozwoliły na bliższe porównanie szarogłazów z obszaru Gór Świętokrzyskich i rejonu Zawiercia.

Podstawą wyróżnienia facji był kryteria litologiczne i sedymentologiczne, takie jak wielkość frakcji, uławicenie, geometria ławic oraz stosunek piaskowców do łupków. Wyróżnione facje odpowiadają dłuższym odcinkom profilu, które zawierają zbliżone litologicznie osady powstałe w jednorodnych warunkach sedymentacji. Subfacje wydzielano głównie na podstawie wykształcenia struktur wewnątrzławicowych. Są one reprezentowane przez ławice utworzone w pojedynczym akcie depozycyjnym. W badanej sekwencji szarogłazowej z obszaru Gór Świętokrzyskich i rejonu Zawiercia wyróżniono ogółem 10 facji. Pięć spośród nich reprezentuje osady najgrubiej uziarnione.

Facja zlepieńcowa. W utworach tej facji udział materiału okruchowego o frakcji żwirowej przekracza 50%. Najczęściej występują zlepieńce drobnookruchowe o średnicy otoczaków 3–10 mm, rzadziej średniookruchowe z otoczakami o średnicy 5–10 cm. W zlepieńcach obecne są również charakterystyczne intraklasty typu toczeńców uzbrojonych o średnicy do 5 cm. Pojedyncze ławice zlepieńców mają grubość od 10 do 200 cm. W kompleksach zlepieńcowych podrzędny udział stanowią wkładki i przeławicenia piaskowców szarogłazowych gruboziarnistych. W rejonie Zawiercia, osady z frakcją zlepieńcową występują w około 50–60 metrowych sekwencjach u podstawy formacji z Łapczycy. W Górach Świętokrzyskich, facja zlepieńcowa rozpoznana została w Niestachowie, gdzie w około 50 metrowym odcinku profilu obecna jest w jego dolnej i górnej części. W otworach wiertniczych z rejonu Zawiercia, maksymalna miąższość zwartych kompleksów zlepieńcowych wynosi od około 2,5 do 7 metrów. W Górach Świętokrzyskich, zwarte serie zlepieńców liczą około 2 (dolna) i 4 metry (górna). Ostatnia z nich, występuje w spągu kompleksu zlepieńcowego o miąższości około 8 m, w którego wyższej części obecne są przewarstwienia piaskowców szarogłazowych. Materiał okruchowy zlepieńców wykazuje różny stopień obtoczenia, na ogół przeważają składniki dobrze i bardzo dobrze obtoczone, mniej liczne są nieobtoczone. Zlepieńce charakteryzują się zróżnicowanym stopniem upakowania szkieletu ziarnowego. W poszczególnych warstwach otoczaki stykają się bezpośrednio ze sobą (ortozlepieńce) lub tkwią luźno w szarogłazowym matriks (parazlepieńce). Depozycja facji zlepieńcowej odbywała się ze żwirowych prądów zawiesinowych w postaci spływów kolizyjnych na obszarze o znacznym spadku ich prędkości.

Facja zlepieńcowo-piaskowcowa. Złożona jest z materiału okruchowego dwuch frakcji: żwirowej i piaskowej. Udział frakcji żwirowej stanowi powyżej 50% miąższości ławic. W elemencie żwirowym, frakcja ta występuje w przewadze nad frakcją piaskową, gdzie reprezentowana jest przez otoczaki o małych i średnich rozmiarach. Na ogół przeważają otoczaki dobrze obtoczone o przeciętnej średnicy 3–4 mm, największe osiągają rozmiary 3,5 cm. W członie żwirowym, materiał rozmieszczony frakcjonalnie w dolnej części ławic przechodzi ku górze we frakcję piaskową również frakcjonalnie uziarnioną. W dolnych częściach ławic, udział frakcji żwirowej stanowi ponad 50% objętości skały, w górnej spada do około 15–20%. Grubość warstw wynosi od kilkunastu do ponad 30 cm, a ich spągowe powierzchnie są erozyjne. Osady tej facji były deponowane z gęstych prądów zawiesinowych niosących materiał piaszczysto-żwirowy.

Facja piaskowcowo-zlepieńcowa. Wyróżnia się przewagą frakcji piaskowej średnio- i gruboziarnistej nad żwirową. Udział frakcji żwirowej wynosi od kilkunastu do 20–30%. W obrębie frakcji piaskowej, materiał żwirowy występuje w formie uporządkowanej lub jest nieregularnie rozmieszczony. Miąższość ławic charakteryzuje się dużą rozpiętością, od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. Dolna powierzchnia ławic piaskowcowo-zlepieńcowych jest erozyjna. Wśród osadów zaliczonych do tej facji, wyróżniono subfację piaskowców zlepieńcowatych masywnych, subfację piaskowców zlepieńcowatych uziarnionych frakcjonalnie oraz subfację piaskowców zlepieńcowatych uziarnionych frakcjonalnie i poziomo laminowanych. Osady tej facji zostały zdeponowane z gęstych prądów zawiesinowych o nierozdzielonym frakcjonalnie materiale piaszczysto-żwirowym, z prądów o rozwarstwionym frakcjonalnie materiale okruchowym oraz przy udziale prądów trakcyjnych.

Facja piaskowcowa. Przeważają w niej osady o frakcji psamitowej, od drobno- do gruboziarnistej. Sporadycznie pojawiają się cienkie laminy lub rozproszone ziarna frakcji żwirowej. W poszczególnych ławicach, materiał detrytyczny jest zazwyczaj dobrze wysegregowany i występuje w formie uporządkowanych struktur sedymentacyjnych. Jest uziarniony frakcjonalnie, laminowany poziomo, przekątnie, partiami z deformacjami konwolutnymi. W niektórych horyzontach piaskowców szarogłazowych z Gór Świętokrzyskich występują charakterystyczne konkrecje średnicy do 26 cm. Ławice piaskowcowe mierzą przeciętnie 20–60 cm, a najgrubsze mają około 200 cm. Występują w postaci zwartych pakietów złożonych z kilku lub kilkunastu ławic, często amalgamowanych, bez przeławiceń ilasto-mułowcowych lub z niewielkim ich udziałem. W obrębie tej facji wyróżniono subfację piaskowców uziarnionych frakcjonalnie, poziomo i/lub przekątnie laminowanych, subfację piaskowców laminowanych poziomo, faliście i przekątnie oraz subfację piaskowców cienkoławicowych przechodzących w mułowce. Osady tej facji powstały z depozycji gęstych piaszczystych prądów zawiesinowych oraz z rozrzedzonych prądów zawiesinowych w fazie transportu trakcyjnego.

Facja zlepieńców i piaskowców z intraklastami. Reprezentowana jest przez osady o frakcji żwirowej, piaskowo-żwirowej lub piaskowej z udziałem intraklastów skał osadowych. Matriks piaskowcowy lub piaskowcowo-zlepieńcowaty stanowi na ogół ponad 50% objętości skały. Podrzędnie występują ławice, w których udział intraklastów przewyższa objętościowo matriks szarogłazowy. Miąższość ławic z intraklastami wynosi od 20 do 60 cm. W obrębie tej facji wyróżniono dwie subfacje. W pierwszej intraklasty są bezładnie rozmieszczone, natomiast w drugiej wykazują frakcjonalną gradację i poziomą orientację wydłużonych klastów. Klasty materiału wewnątrzbasenowego reprezentowane są przez czarne iłowce (o nieregularnych, często zdeformowanych kształtach, z podgiętymi końcami), ułożone równolegle do powierzchni uławicenia lub ustawione do niej prawie prostopadle. Największe z nich mają kilkanaście centymetrŮw długości i 4 cm grubości. Mniejsze klasty (o średnicy do 10 cm), złożone z piaskowców, czarnych lidytów i czarnych iłowców bitumicznych są dobrze obtoczone. Należy je wyróżnić jako extraklasty pochodzące spoza basenu. Facja ta złożona jest z osadów zdeponowanych z gęstych spływów kohezyjnych o charakterze derbis flow.

Sekwencje facjalne

W badanych profilach szarogłazowych syluru stwierdzono osady charakterystyczne dla akumulacji na obszarach głębokomorskiego stożka, z jego środkowej i zewnętrznej części oraz na obszarze równi basenowej. Nie napotkano natomiast utworów przypisanych sedymentacji na skłonie basenu. Facje zlepieńcowe i grube kompleksy facji piaskowcowych reprezentują osady sekwencji kanałowej z obszaru stożka środkowego. Do typowych cech tych utworów należy obecność erozyjnych powierzchni spągowych ławic, ich nieciągłość, amalgamacja oraz występowanie w nich dużych intraklastów iłowców, często zdeformowanych. W obrębie badanych osadów szarogłazowych syluru występują także kompleksy zdeponowane na obszarze dolnej części podmorskich stożków, reprezentujące sekwencje lobów depozycyjnych. Wskaźnikowymi cechami sedymentacyjnymi tych utworów jest rosnąca ku stropowi miąższość ławic i wielkość uziarnienia, płaskie i regularne uławicenie, lateralna ciągłość warstw oraz kompletne lub pozbawione dolnych członów sekwencje Boumy.

Charakterystyka petrograficzna

Przedmiotem mikroskopowych badań petrograficznych były zlepieńce drobnookruchowe oraz piaskowce grubo- i różnoziarniste z profilu warstw niewachlowskich i warstw wydryszowskich oraz z formacji z Mrzygłodu i formacji z Łapczycy. Urozmaicony skład petrograficzny i zróżnicowane cechy więźby zlepieńców, kwalifikują je do orto- i parazlepieńców polimiktycznych, a piaskowce do szarowak litycznych, rzadziej arkoz i szarowak skaleniowych.

W obu rejonach, jakościowy skład komponentów detrytycznych jest zbliżony, z wyraźnym zróżnicowaniem ilościowym poszczególnych grup składników i odmian litologicznych w ich obrębie. Różnice w składzie ilościowym dotyczą przede wszystkim:

— znaczą ilości kwarcu monokrystalicznego z głębokimi zatokami korozyjnymi bądź wklęsłymi ścianami, zarówno we frakcji psefitowej jak i psamitowej w profilu syluru z Gór Świętokrzyskich, i minimalnej zawartości kwarcu o tych cechach w rejonie Zawiercia;

— zdecydowanie większej ilości okruchów kwaśnych skał wulkanicznych typu riolitu, często z prakryształami kwarcu w występującego w Górach Świętokrzyskich niż w rejonie Zawiercia;

— przewagi okruchów skał osadowych nad wulkanicznymi w rejonie Zawiercia;

— braku w profilu szarogłazowym warstw niewachlowskich z Gór Świętokrzyskich grubych pakietów piaskowców o składzie szarowak arkozowych.

Do wyróżniających się składników ziarnowych zlepieńców i piaskowców występujących w obu regionach w podrzędnych ilościach należą:

— okruchy szkliwa, ciasta skalnego porfirytów o charakterystycznej perlitowo-sferolitowej i mikropoikilitowej strukturze;

— klasty piaskowców arkozowo-szarogłazowych z licznym muskowitem i wyraźnie zaznaczonym procesem serycytacji spoiwa;

— klasty piaskowców i mułowców o spoiwie fosforanowym oraz całe okruchy zbudowane z kolofonu z zachowanymi strukturami biomorficznymi;

— okruchy czertów, lidytów i iłowców bitumicznych;

— węglanowe fragmenty fauny;

— klasty metamorficznych łupków kwarcowo-chlorytowych i serycytowych.

Uwzględniając te dane można ładać, że obszarem źródłowym dla zlepieńców i piaskowców w obu obszarach był ten sam orogen zbudowany głównie z siliciklastycznych skał osadowych z czynnym wulkanizmem, o zróżnicowanym strefowo i/lub w czasie jego charakterze.

Obszar Gór Świętokrzyskich zasilany był z partii, w której wśród skał wulkanicznych dominowały odmiany o kwaśnym charakterze, zaś rejon Zawiercia ze strefy o wulkanizmie bardziej obojętnym.

Powszechna obecność kwarców z głębokimi zatokami korozyjnymi i z wklęsłymi brzegami kryształów, oraz obecność okruchów riolitów w piaskowcach z Gór Świętokrzyskich wiązana była przez Przybyłowicz i Stupnicką (1991) z ich bezpośrednim piroklastycznym pochodzeniem. Wykonane obecnie badania pozwalają uznać te składniki za materiał epiklastyczny–wulkanoklastyczny, redeponowany. Wskazują na to między innymi:

— bardzo niska dojrzałość mineralogiczna i teksturalna badanych osadów, co w powiązaniu z facjalno-genetycznymi cechami wskazuje na szybką erozję zróżnicowanych litologicznie i genetycznie skał oraz ich gwałtowny transport w wyniku spływów grawitacyjnych,

— cykliczne zmiany składu w obrębie badanych profili wiązać można z epizodami lub fazami wzmożonej działalności górotwórczej, wulkanicznej i erozyjnej.

Pozycję geotektoniczną obszarów źródłowych dla piaskowców określono na podstawie trójkątnych diagramów według Gazzi-Dickinsona i in. (1983) oraz Ingersolla i Suczka (1979). Na trójkącie, w którego narożach znajduje się kwarc, skalenie i okruchy skał (*Q, F, L*), badane próbki piaskowców z regionu świętokrzyskiego zajmują głównie pole łuku magmatycznego, a z rejonu Zawiercia znajdują się również w obrębie reaktywowanego orogenu. Zbliżona sytuacja powstała na trójkącie określonym przez *Qm, F* i *Lt* z wyraźnym przesunięciem próbek w strefę reaktywowanego orogenu. Z trójkąta, w którego narożach umieszczono *Lm, Lv* i *Ls* wynika, że obszarem źródłowym był głównie łuk magmatyczny z przejściami do strefy szwu strukturalnego.

Wstępne badania akritach występujących w szarogłazach z rejonu Zawiercia wskazują na wenlocki wiek tych utworów (informacja ustna dr M. Jachowicz). Z danych biostratygraficznych wynika, że posuwając się z SW w kierunku NE obszaru bloku małopolskiego, osady szarogłazowe pojawiają się coraz później w profilu syluru: w rejonie Zawiercia w wenloku, a na obszarze Gór Świętokrzyskich — w górnym ludlowie. Zróżnicowany chemizm składników wulkanoklastycznych w szarogłazach z rejonu Zawiercia i Gór Świętokrzyskich wskazuje również na możliwość ich różnej pozycji stratygraficznej w profilu syluru. Szarogłazy z rejonu Zawiercia reprezentować mogą na przykład starszy etap magmatyzmu, bardziej zasadowy i obojętny, natomiast te z Gór Świętokrzyskich są związane z młodszym wulkanizmem, bardziej kwaśnym.

Z dotychczasowych danych literaturowych wynika, że pod względem składu petrograficznego, proporcji poszczególnych składników oraz barwy osadów, szarogłazy z Gór Świętokrzyskich są bardzo podobne do opisywanych z obszaru leżącego na południowy wschód od Zawiercia, ze strefy Batowice-Łapczyca.

W dyskusji brali udział: Z. Kowalczewski, Z. Szczepanik, W. Trela, A. Romanek i prelegenci.

Posiedzenie ło się w dniu 24 listopada 2004 r.

UZUPEŁNIENIE

Janusz SKULICH: **Spektrum fragmentów egzotykowych skał magmowych jednostki skolskiej polskich Karpat fliszowych**

Na terenie Karpat fliszowych, zarówno na obszarze Polski, jak i poza jej granicami, napotkać można zlepieńcowate osady klastyczne, zawierające w swojej budowie fragmenty skalne wiekowo starsze od fliszu karpackiego i najczęściej o niewiadomym miejscu pochodzenia. Wspomniane okruchy skalne zaliczane są przez geologów do skał egzotycznych, czyli skał genezą odbiegających od otaczających je skał fliszowych. Wśród okruchów, o zmiennej wielkości i charakteryzujących się na ogół zmiennym stopniem obtoczenia, część reprezentuje fragmenty skał magmowych, zarówno głębinowych, jak i wulkanicznych czy subwulkanicznych. Napotkać je można wśród gruboklastycznych osadów różnych jednostek karpackich, z brzeżnymi fałdami skibowymi włącznie. Poprzez wzajemne podobieństwa (np. w zakresie wewnętrznej budowy, kształtu czy wielkości) mogą one tworzyć dość charakterystyczne zespoły skalne dla niektórych poziomów lub regionów karpackich.

W ujęciu litostratygraficznym, na obszarze jednostki skolskiej fragmenty egzotycznych skał magmowych najwcześniej notowane były wśród utworów dolnej kredy (łupki wierzowskie Hoheneggera *vel* łupki spaskie Vacka). Następnie pojawiają się dopiero wśród osadów z pogranicza kredy górnej i starszego paleogenu (warstwy inoceramowe Uhliga *vel* warstwy ropianieckie Paula lub iły babickie Kropaczka). W poziomie kredowo-paleogeńskim występowanie magmatyków pokrywa się z liczniejszym udziałem krystalicznych skał przeobrażonych. W pozostałych poziomach zwykle nie notuje się obecności fragmentów skał magmowych. Pojedyncze fragmenty napotkać można ponadto w młodszych poziomach mioceńskich jednostki stebnickiej (np. w zlepieńcach z Dubnika zaliczanych do eggenburga).

Spośród fragmentów skał magmowych pochodzenia egzotycznego, na terenie jednostkie skolskiej obecne są zarówno skały plutoniczne, jak też skały wulkaniczne lub subwulkaniczne. Fragmenty skał głębinowych zwykle reprezentowane bywają przez grupę granitoidów, najczęściej w postaci różnych odmian granitów. Obserwuje się głównie granity drobno- lub średnioziarniste, dwumikowe, muskowitowe lub oligoklazowe, rzadziej albitowe, biotytowe lub mikroklinowe. Często są one skataklazowane, czasem przyjmują charakter alaskitowy lub monzonitowy (typu adamellitów), niekiedy o cechach przejściowych do pegmatytów lub migmatytów. Dominują barwy jasnoszare lub różowawe, a czasem także czerwonawe. W pojedynczych okazach obserwuje się fragmenty zbliżone budową do granodiorytów (jedynie w utworach paleocenu). Ponadto czasem obserwuje się pokrewne granitom pegmatyty oraz mikropegmatyty (zbliżone budową do granofirów). Natomiast nie odnotowano obecności fragmentów tonalitów.

I tak, wśród utworów senonu i paleocenu zaobserwować można pojedyncze fragmenty granitów, zwykle obecne w ilościach rzędu 1% (max. 2–3%). Czasem towarzyszą im niewielkie ilości (rzędu 1–2%) leukogranitów typu alaskitowego (obserwowane np. w rejonie Dębicy). Podobnie niewielkie ilości okruchów granitów typu monzonitowego (zawartości rzędu 1%) napotkać można w rejonie Babicy koło Czudca, natomiast pojedyncze fragmenty granodiorytów odnotowano jedynie w rejonie Reczpola. W nieco większej ilości (rzędu 1–2%) obserwuje się fragmenty pegmatytowe, zwłaszcza w starszym paleogenie. Z kolei w utworach mioceńskich obserwuje się niewielkie ilości otoczaków granitów właściwych (rzędu 1–2%).

Podobnie jak na terenie innych jednostek karpackich, także w spektrum skał egzotycznych jednostki skolskiej zaobserwować można zarówno skały wulkaniczne (lub subwulkaniczne), pokrewne ryolitom (typu ryolitoidów lub dacytoidów), jak i wulkanity z grupy andezytodów lub bazaltoidów (łącznie ze spilitami, porfirytami, keratofirami itp.). Fragmentom skał wylewnych często towarzyszą pokrewne (chemizmem) skały pochodzenia piroklastycznego. Obserwuje się je głównie wśród utworów z pogranicza kredy i paleogenu (czasem w towarzystwie granitoidów). Natomiast wśród utworów dolnej kredy obserwuje się wyłącznie odmiany o chemizmie zasadowym. Na terenie jednostki skolskiej dotychczas nie odnotowano wylewnych odpowiedników magmy sjenitowej (w rodzaju trachitoidów). Pojedyncze fragmenty skał wulkanicznych obecne bywają także wśród utworów mioceńskich.

Egzotyczne fragmenty ryolitoidów obserwowane są zwykle w postaci porfirów kwarcowych, porfirów granitowych lub mikrogranitowych oraz porfiroidów, felsofirów kwarcowych, paleoryolitów lub granofirów. W formie fenokryształów występują w nich zwykle kryształy kwarcu i skaleni, głównie plagioklazów, rzadziej ortoklazu. Biotyt zwykle ulega chlorytyzacji. Niektóre z fragmentów porfirów wykazują chemizm ryodacytowy i przypominają budową „porfiry krakowskie" rejonu Krzeszowic. Najczęściej są to skały barwy czerwonawej, a czasem jasnoszarej, brunatnawej lub różowawej, Często bywają skataklazowane, czasem

także z oznakami protoklazy. Wiekowo część z nich może reprezentować permokarbon (zwłaszcza odmiany czerwonawe lub różowawe). Natomiast porfiroidy mogą być nawet wieku staropaleozoicznego. Obecność ich wiąże się przypuszczalnie z przejawami wulkanizmu w obrębie skorupy kontynentalnej w pobliżu stref subdukcji. Jako skały egzotyczne zaobserwować je można wyłącznie w utworach senonu i paleocenu (zwykle o zaw. 1%, czasem 3–4%, max. 8%). Obecność ich wśród zlepieńców z Dubnika (nawet do 3%) należy wiązać z redepozycją fliszowego materiału karpackiego.

Ponadto można tutaj zaobserwować wylewne odpowiedniki magmy granodiorytowej, obecne w postaci szarawych, zielonawych lub czerwonawych dacytów lub paleodacytów (porfirytów kwarcowych). Wspomniane skały składają się głównie z kwarcu, skaleni i biotytu, a w budowie ich plagioklazy zawsze wyraźnie dominują nad skaleniami alkalicznymi. Ponadto napotkać tutaj można amfibole z grupy hornblendy (np. w budowie fragmentów pochodzących z utworów dolnej kredy) lub pseudomorfozy po amfibolach (wśród fragmentów pochodzących z młodszych utworów). Obecne fragmenty zwykle wykazują znaczne przeobrażenia hydrotermalne (zwłaszcza propylity kwarcowe) i często bywają skataklazowane. W obszarach źródłowych mogły one tworzyć zarówno pokrywy lub potoki lawowe, jak też i formy subwulkaniczne. Wiekowo fragmenty dacytowe mogą pochodzić z paleozoiku (zwłaszcza z dewonu lub karbonu). Najwyższe udziały w spektrum skał egzotycznych uzyskują one wśród łupków spaskich (max. 10%). W utworach powstałych na przełomie kredy i paleogenu obserwuje się zwykle pojedyncze fragmenty skał dacytowych (zaw. rzędu 1–2%). Podobna sytuacja zachodzi w przypadku utworów niższego miocenu.

Do ciekawszych skał egzotycznych, pochodzących z terenu jednostki skolskiej, zaliczyć można fragmenty wulkanitów z rodziny andezytoidów, czasem w towarzystwie niewielkich ilości bazaltoidów lub skał pokrewnych (zwykle rzędu 1–4%). Zaobserwować można tutaj szarawe, zielonawe, czerwonawe, brązowawe lub nawet czarnej barwy fragmenty andezytów, porfirytów (paleoandezytów), bazaltów (także bazaltów toleitowych), andezyto-bazaltów, migdałowców (paleobazaltów *vel* melafiów) oraz fragmenty keratofirów lub albitofirów (zwykle w towarzystwie spilitów), a także zasadowe aglomeraty lawowe itp. Andezyty charakteryzują się budową pilotaksytową i porfirową typu polifirowej (przy teksturze bezładnej lub migdałowcowej czy fluidalnej). Wykazują one obecność fenokryształów plagioklazu (zwykle typu oligoklazu lub andezynu — niekiedy o budowie pasowej, często zalbityzowanych i na ogół zmatowiałych), w towarzystwie pseudomorfoz ilasto-chlorytowych po amfibolach. Z kolei w egzotycznych bazaltach spośród plagioklazów napotkać można andezyn lub labrador, często w towarzystwie zuralityzowanego piroksenu lub oliwinu przeobrażonego w iddingsyt. Natomiast w albitofirach obserwuje się fenokryształy plagioklazu chemizmem odpowiadające niemal czystemu i z reguły wtórnemu albitowi, czasem w towarzystwie niewielkich ilości kwarcu, ortoklazu lub pseudomorfoz po mafitach. Podwyższone ilości odmian ubogich w kwarc i zwykle zawierające pseudomorfozy po amfibolu lokalnie obserwuje się w utworach dolnokredowych (max. do 24%). W utworach z pogranicza kredy i paleogenu zawartości egzotycznych okruchów tej grupy mogą dochodzić do 6–7%. Ponadto w śladowych ilościach (rzędu 1%) można je napotkać także wśród utworów niższego miocenu.

W obszarach źródłowych andezyty (i dacyty) mogły tworzyć szereg pacyficzny wylewnych skał wapienno-alkalicznych (np. w okresie waryscyjskim : dewon–karbon), a obecnie są najczęściej spotykane w obrębie lub na kontakcie płyty kontynentalnej. Natomiast skały typu bazaltowego, przypuszczalnie także wieku waryscyjskiego (karbon–perm), których pozostałości obserwujemy na terenie Karpat wschodnich, mogą pochodzić ze strefy wylewów podmorskich lub wysp wulkanicznych, znajdujących się w bezpośrednim sąsiedztwie dróg krążenia roztworów albityzujących. Potwierdza to obecność albitofirów, których to obecność może świadczyć o intensywnych przeobrażeniach hydrotermalnych w obszarach źródłowych, głównie w obrębie skał typu dacytów lub andezytów (wieku przypuszczalnie późno-waryscyjskiego).

Wśród skał egzotycznych szczególne miejsce zajmują tutaj ciemnoszare lub ciemnozielonawe spility (rzadziej brunatnawe lub fioletowawe). Należą one głównie do przeobrażonych metasomatycznie law typu bazaltowo–andezytowego. Są to skały gąbczaste, typu szlakowego, zbudowane zwykle z plagioklazu (typu andezynu lub labradoru), często przeobrażonego w albit, z udziałem kalcytu, ankerytu, serycytu, z czasem także chalcedonu, chlorytu lub zeolitów. Często napotyka się pseudomorfozy chlorytowo-smektytowe, powstałe po mafitach, zwykle z udziałem wodorotlenków żelaza (rzadziej obecny bywa skorodowany kwarc). Charakteryzują się one reliktową budową tła skalnego, typu apointersertalnego (spilitowego) oraz teksturą migdałowcową lub niewyraźnie fluidalną. W obszarach alimentacyjnych przypuszczalnie pojawiły się one już w młodszym paleozoiku i wiekowo mogą ulegać restauracji, wraz z odmładzaniem się zjawisk erupcji podmorskich. Jeżeli współwystępują z keratofirami, to mogą reprezentować wylewy podmorskie związane ze skorupą oceaniczną.

Lokalnie w większych ilościach (max. do 12%) notowane były w poziomie warstw inoceramowych (np. w rejonie Stasiówki koło Dębicy). Natomiast wśród iłów babickich zwykle występują w mniejszych ilościach (rzędu 1–2%), maksymalnie do 6% (np. w rejonie Birczy).

Skałom wylewnym często towarzyszą fragmenty skał piroklastycznych, najczęściej wykształcone w postaci ignimbrytów, metatufów (tufoidów) lub tufów spieczonych. Wśród nich wyróżnić można brunatno-zielonawe lub różowawo-czerwonawe tufy lapillowo-popiołowe, zmienione w procesie spilityzacji i wykazujące obecność zjawisk świadczących o wpływie wietrzenia podmorskiego oraz tufy i tufity witroklastyczne, a także aglomeraty tufowo-lawowe, najczęściej typu andezytoidowego. Do odmian charakterystycznych należą bardzo niejednorodne i zwykle drobnoziarniste tufy spieczone (ang . *welded tuffs*), o chemizmie zarówno andezytowym, jak i andezyto-dacytowym czy dacytowym, a nawet ryolitowo-dacytowym. Niektóre z nich przypominały waryscyjskie utwory dewonu, karbonu lub permu. W utworach kredy dolnej okruchy skał piroklastycznych mogą osiągać zawartości rzędu 5–6%. Natomiast w utworach z pogranicza kredy i paleogenu zwykle występują w ilościach 1–2%, a maksymalnie około 5%. W pojedynczych fragmentach metatufy (zawartości rzędu 1%) można napotkać także w utworach niższego miocenu (zwłaszcza czerwonawe ignimbryty o budowie felsytowo-mikrolitowej i chemizmie albitofirowym).

Reasumując można stwierdzić, że skały magmowe, obecne jako fragmenty skał egzotycznych w basenie skolskim, erodowane były pod koniec dolnej kredy oraz w okresie końcowym kredy górnej i z początkiem starszego paleogenu. Z tego też powodu obserwuje się je jednie wśród warstw wierzowskich oraz wśród gruboklastycznych sekwencji warstw inoceramowych oraz w iłach babickich. Występowanie ich wśród sąsiadujących utworów mioceńskich należy przypuszczalnie wiązać z redepozycją fragmentów skalnych z osadów gruboklastycznych na wtórne złoże.

Intruzje granitoidowe, będące jednym ze źródeł skał egzotycznych, oprócz powszechnie przyjmowanego wieku waryscyjskiego, mogły pojawiać się już w prekambrze. Odnośnie źródłowych obszarów alimentacyjnych należy przypuszczać, że skały plutoniczne pochodzą z jednego dużego i rozczłonkowanego batolitu oraz związanych z nim lub oddzielnych kilku mniejszych intruzji w obrębie płyty kontynentalnej. Powstawanie batolitów granitoidowych mogło być związane z ruchami płyt kontynentalnych i płyt skorupy oceanicznej, prowadzącymi do ich kolizji, względnie nawet do subdukcji pod płytę kontynentalną lub jej fragmenty (terrany). Na terenie jednostki skolskiej praktycznie nieobecne są fragmenty granodiorytów, mogące pochodzić z jądra wspomnianego batolitu. Natomiast w pełni reprezentowane są, pochodzące z wyższych stref batolitu, właściwe granity i leukogranity, głównie typu alaskitowego. Pegmatyty gromadziły się przypuszczalnie w najbardziej zewnętrznej strefie intruzji. Magma mogła tworzyć także iniekcje w jej otoczenie, z wytworzeniem granitów typu migmatytowego lub granofirów włącznie. Granofiry, zaliczane już do skał subwulkanicznych, mogą pojawiać się zwłaszcza w poziomie subwulkanicznym intruzji, głównie pod postacią dajek.

Charakterystyczna dla utworów kredy i starszego paleogenu w zachodniej i centralnej części jednostki skolskiej jest obecność fragmentów skał wulkanicznych szeregu pacyficznego (obserwowana m.in. w rejonie Ropczyc). Do interesujących należy zaliczyć również obecność fragmentów skał spilityzowanych (zwłaszcza w towarzystwie okruchów keratofirów), które powstawać mogą wskutek procesów spilityzacji pierwotnych magm typu zasadowego (np. w rejonie Dębicy lub Birczy). W nawiązaniu do prowincji magmowych nie można wykluczyć, że egzotyczne fragmenty andezytów i skał pokrewnych genetycznie mogą być związane z łukami wyspowymi pochodzenia wulkanicznego. Natomiast spility w towarzystwie keratofirów mogą pochodzić z górnej części skorupy oceanicznej (leżącej bezpośrednio na płaszczu ziemskim). Należy podkreślić, że zjawisko podwyższonej ilości fragmentów skał spilityzowanych zaobserwować można także wśród egzotyków pochodzących z jednostki podśląskiej oraz na terenie Pienińskiego Pasa Skałkowego. Pozostałe typy skał egzotycznych mogą pochodzić z reliktowych form zredukowanej skorupy kontynentalnej lub z obrzeżenia geosynkliny.

W starszych opracowaniach, dotyczących skał egzotycznych jednostki skolskiej często wspominana była obecność „porfirów krakowskich", zwłaszcza z opisów dotyczących poziomów kredowo-paleoceńskich. Wprowadzone określenie sugeruje powiązania egzotycznych paleobazaltów z aktualnie odsłoniętymi skałami pochodzenia magmowego w rejonie Krzeszowic, przypuszczalnie korzeniami tkwiącymi w Bloku Małopolskim lub Śląskim (i związanych z intruzjami magmowymi wieku waryscyjskiego).

W dyskusji brali udział: W. Ryłko, Anna Tomaś, Adam Tomaś i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 20 maja 2004 r. w Oddziale Karpackim PIG.