

UKD 552.5:552.313.8.08tufit:551.782.13.022.4:622.332'271(438 – 191.2 Pątnów k. Konina + Polska)

Marian WAGNER

## Tufit z pokładu węgla brunatnego odkrywki Pątnów koło Konina

W odkrywce Pątnów kopalni węgla brunatnego *Konin* w osadach górnioceńskich stwierdzono występowanie silnie przeobrażonego tufitu, znanego w dotychczasowej literaturze pod nazwą przerostu ilasto-kwarcowego. Rozpoznano skład mineralny tej skały, zwracając szczególną uwagę na najdrobniejszą frakcję ziarnową. Pozwoliło to na dokonanie korelacji tufitu pątnowskiego z podobnymi utworami złoża węgla brunatnego Lubstów oraz porównanie z niektórymi poziomami tufitowymi zapadliska przedkarpackiego i południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Wynikiem korelacji jest ustalenie wieku sedimentacji środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego na środkowy torton.

### WSTĘP

Utwory miocenu na Niżu Polskim należą do serii osadów zbudowanych prawie wyłącznie ze skał klastycznych i towarzyszących im utworów fitogenicznych. Występowanie znacznie rzadszych skał wzbudza zainteresowanie z uwagi na ich ciekawy i urozmaicony skład mineralny oraz specyficzne warunki genezy.

Tufit, będący przedmiotem niniejszej pracy, został opisany w kilku odkrywkach węgla brunatnego kopalni *Konin* przez T. Kruszewskiego (1967, 1968) pod nazwą przerostu kwarcowego lub ilasto-kwarcowego. W odkrywce Gosławice występował on powyżej stropu pokładu węgla, wśród ilów i osiągał grubość od 3 do 4 cm, natomiast w odkrywkach Kazimierz i Pątnów zlokalizowano go w obrębie pokładu węgla w jego stropowej części. Grubość przerostu jest tu znacznie większa i waha się od 10 do 60 cm.

Cechą przerostu jest jego zmienny obraz litologiczny. W rejonie Pątnowa i Gosławic ma on charakter wybitnie kwarcowy, natomiast w odkrywce Kazimierz jest zbudowany z minerałów ilastych z niedużą domieszką kwarcu, opalu (po szklawie wulkanicznym ?), chalcedonu, piryty i materiału węglowego. Stałym jego składnikiem są ponadto skalenie, łyszczyki i okruchy wapieni. Minerale ilaste reprezentowane są przez kaolinit, haloizyt oraz illit (*loc. cit.*).

Materiał do badań zebrano w centralnej partii pokładu w odkrywce Pątnów. Już wstępne obserwacje wykazały, że jego cechy morfologiczne i skład mineralny

znacznie odbiegają od opisu znanego z literatury. Szczegółowe badania mineralogiczne w pełni potwierdziły te spostrzeżenia.

Odpowiednik przerostu tufitowego z odkrywek konińskich stwierdzono także w złożu węgla brunatnego Lubstów. Wydaje się, że może on odpowiadać niektórym tortońskim utworom piroklastycznym Polski południowej z obszaru zapadliska przedkarpackiego i obszarów przyległych.

## CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA

Kopalnia odkrywkowa węgla brunatnego Pątnów znajduje się około 12 km na północ od Konina. Pokład węgla występuje wśród utworów trzeciorzędowych w niecce wydłużonej w kierunku północnym. Miąższość jego zmienia się od około 14 m w centralnej części niecki do 3–4 m w partiach peryferycznych.

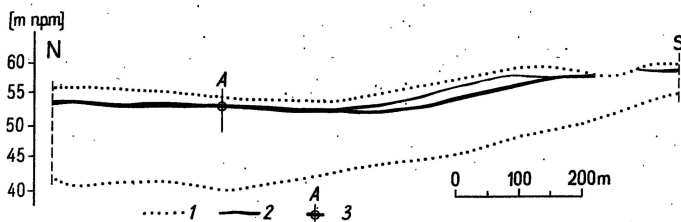


Fig. 1. Występowanie tufitu w pokładzie węgla brunatnego odkrywki Pątnów

Occurrence of tuffite in brown coal seam in the Pątnów exposure

1 – granice pionowego zasięgu pokładu; 2 – poziom tufitowy; 3 – miejsce pobrania próbek

1 – vertical extent of the coal seam; 2 – tuffite horizon; 3 – sampled point

Przerost tufitowy znajduje się w stropowej części pokładu węgla brunatnego, wyróżniając się w profilu złoża wyraźnym zabarwieniem beżowym. Ma on budowę dość zmienną, co przejawia się zarówno w wahaniami miąższości, jak i składu mineralnego.

W peryferycznej części pokładu występuje pojedyncza warstwa tufitu o grubości 15–30 cm, w odległości od 0 do 1 m poniżej stropu pokładu. Została ona usunięta w miejscach zerodowanych górnej części pokładu. W środkowej części złoża obserwuje się 2 warstwy tufitu: dolną o miąższości około 20 cm znajdującą się średnio 2,2 m poniżej powierzchni stropowej pokładu węgla; górną o miąższości około 10 cm występującą średnio w odległości 1,5 m poniżej stropu pokładu (fig. 1), które łączą się dalej w jedną warstwę tufitu o grubości około 40 cm, występującą w odległości średnio 1,2 m poniżej stropu pokładu węgla.

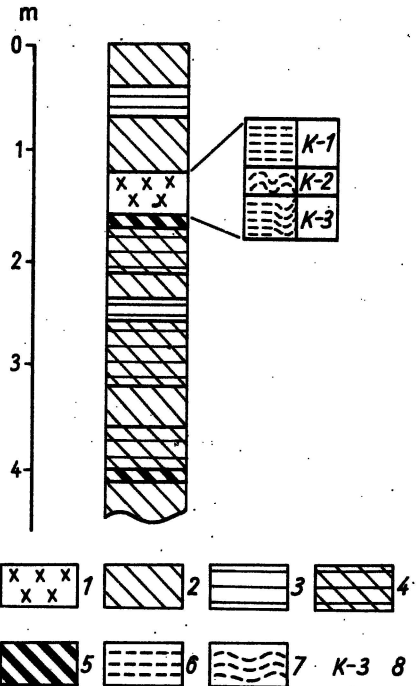
Do badań mineralogicznych wzięto tufit występujący w pojedynczej warstwie w centrum odkrywki Pątnów (fig. 2). Wykazuje ona tutaj trójdzielność, wywołaną odmiennym zabarwieniem, zestawem struktur sedymentacyjnych i nieco innymi zestawami składników mineralnych. W obrębie badanej warstwy wyróżnić można część dolną, środkową i górną.

Dolna część warstwy tufitowej (ok. 15 cm) ma zabarwienie jasnopopielate. Składnikami makroskopowo wyróżnialnymi są tu owalne lub izometryczne pseudomorfozy zbudowane z minerałów ilastych oraz liczne blaszki węglonych liści drzew, ułożone w sposób kierunkowy. Odłamki ksyliatów i fuzyru są nieliczne, a ich średnica nie przekracza 1 cm. Kierunkowe ułożenie tych elementów uwidacznia poziomą laminację skały, przechodzącą często w laminację falistą lub bezładną wskutek występowania zaburzeń typu pogrzazów.

Fig. 2. Profil petrograficzny pokładu węgla brunatnego odsłoniętego w II skarpie odkrywki Pątnów  
Petrographic section of brown coal seam exposed in the escarpment II of the Pątnów opencut mine

1 – tufit; 2 – węgiel ziemisty; 3 – węgiel ksylitowy;  
4 – węgiel ksylitowo-ziemisty; 5 – węgiel ziemisty bitumiczny; 6 – pozioma laminacja; 7 – falista laminacja;  
8 – oznaczenie próbek

1 – tuffite; 2 – earthy coal; 3 – xylithic coal; 4 – xylithic-earthly coal; 5 – bituminous earthy coal; 6 – horizontal lamination; 7 – wavy lamination; 8 – numbers of samples



Część środkowa (ok. 10 cm) zbudowana jest z jasnobezowego materiału ilowego z odłami ksylitów. Fragmenty ksylitów reprezentowane są głównie przez odziomkowe części pni oraz fragmenty łodyg z sękami. Są one ułożone na ogół bezładnie. Do rzadkich składników tej części warstwy tufitowej należą ksylity sfuzynizowane.

Górna część warstwy tufitu (ok. 15 cm) wyróżnia się jasnobezowym zabarwieniem i laminacją poziomą, rzadko przechodzącą w falistą. Występują w niej drobne okruchy żżelifikowanych ksylitów i fuzynu, znacznie częściej obserwowano jednak drobny detryt roślinny. Podrzędnie rozpoznano także szereg drobnych pseudomorfoz ilastych. Skała ma cechy kopalnej gleby, na co wskazują liczne spetryfikowane korzonki roślin o ułożeniu poziomym.

Powierzchnia spągowa poziomu tufitowego jest niewyraźna i wykazuje przejście do węgla poprzez warstewkę łu węglistego o grubości kilku cm. Powierzchnia stropowa natomiast ostro oddziela tufit od węgla.

## ZMIENNOŚĆ SKŁADU MINERALNEGO

Zauważalna makroskopowo trójdzielność w budowie poziomym tufitowego znalazła także pełne odbicie w toku badań mineralogicznych. Przejawia się ona przede wszystkim w istotnych różnicach jakościowych między poszczególnymi częściami warstwy tufitu.

Najbardziej urozmaicony i ciekawy skład mineralny ma najniższa jej część. Zasadniczymi składnikami mineralnymi są tu minerały ilaste, tworzące tło skalne dla licznych ziarn klastycznych. Opisywane tło nie jest jednorodne. Przeważającym jego składnikiem są pierzaste agregaty illitu, tkwiące wśród drobnych łuseczek

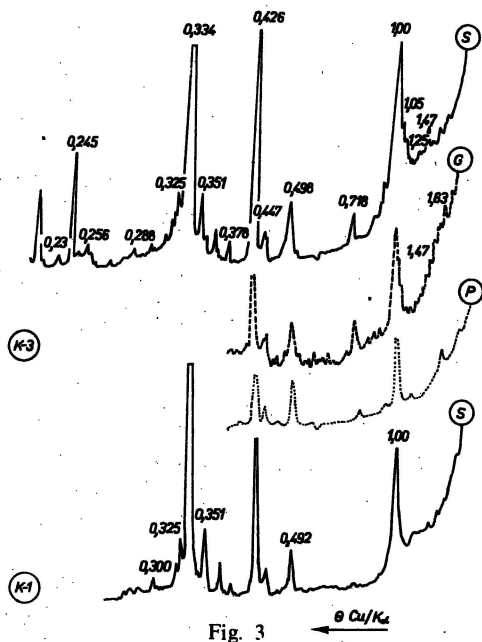


Fig. 3

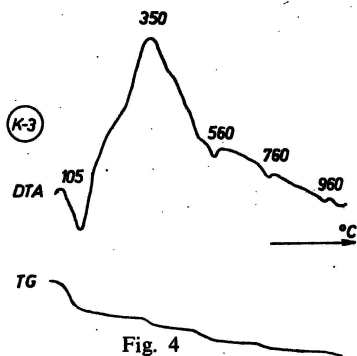


Fig. 4

Fig. 3. Dyfraktogramy frakcji ilowych tufitu z odkrywki Pątnów

Diffractographs of clay fractions of tuffite from the Pątnów exposure

S – próbka surowa; G – próbka glikolowana; P – próbka prażona

S – raw sample; G – sample treated with glycol; P – kilned sample

Fig. 4. Termogram spągowej części tufitu z odkrywki Pątnów

Termograph of basal part of tuffite from the Pątnów exposure

kaolinitu, ziarenka kwarcu i skaleni. Miejscami agregaty illitowe mają pokrój gruboblaszkowy. Pokryte są pyłem tlenków żelaza, niekiedy małymi blaszkami chlorytów. Można przypuszczać, że są to pseudomorfozy illitu po biotycie, którego nie obserwowano w płytkach cienkich.

Na dyfraktogramie (fig. 3) illit sygnalizowany jest silnymi refleksami około 1,00; 0,498; 0,351 nm i in., które po nasyceniu glikolem oraz po wyprażeniu nie ulegają przesunięciu. Kaolinitowi przyporządkowano linie dyfrakcyjne około 0,718; 0,447; 0,358 nm, które znacznie obniżają swoją intensywność po wyprażeniu. Niecałkowite zniknięcie refleksów na dyfraktogramie próbki prażonej jest odznaką występowania chlorytów, co dodatkowo dokumentuje refleks około 1,47 nm, nie ulegający przesunięciu po nasyceniu próbki glikolem.

Skład zespołu minerałów ilastych uzupełniają nieduże ilości Ca-montmorillonitu oraz przerostów mieszanopakietowych. Na montmorillonit wskazuje linia dyfrakcyjna około 1,47, która ulega przesunięciu do około 1,635 nm oraz refleksy około 0,445, 0,256 nm i in. Fazy mieszanopakietowe natomiast sygnalizowane są przez wyraźne poszerzenie w stronę mniejszych kątów podstawowego refleksu illitu ( $d$  około 1,00 nm) oraz występowanie pasm dyfrakcyjnych około 1,25 i 1,38 nm, które po nasyceniu glikolem ulegają przesunięciu w stronę wyższych wartości  $d$ . Charakterystyka ta jest typowa dla przerostów uporządkowanych typu 1/M, które zawierają mniej niż 25% pakietów montmorillonitowych (Z. Kłapyta, 1975).

Identyfikację illitu jako głównego składnika dolnej części warstwy tufitu potwierdza również wynik analizy termicznej (fig. 4). Na krzywej DTA zaznaczają się wyraźnie dwa efekty endotermiczne około 105 i 560°C oraz słaby efekt egzotermiczny około 960°C, które należy wiązać z obecnością illitu, mimo iż efekt około 560°C można również przyporządkować procesowi dehidroksylacji kaolinitu lub przemianom kwarcu ( $\beta \rightarrow \alpha$ ). Nieznaczne przegięcie linii DTA około 760°C jest odznaką występowania montmorillonitu. Przebieg krzywej TG jest charakterystyczny dla illitu, choć jest modyfikowany spalaniem się substancji węglowej, co do-



kumentuje silny efekt egzotermiczny z maksimum w około 350°C.

Materiał ziarnisty dolnej części warstwy tufitowej tworzą: ziarna kwarcu i skale- ni, okruchy szkliwa wulkanicznego, blaszki muskowitu, okruchy uwęglonego ma- teriału organicznego oraz nieliczne ziarna pirytu i tlenków żelaza (tab. 1).

Kwarc występuje w postaci ziarn silnie skorodowanych, które często wykazują obecność nieciągłych otoczek opalowych, Ponadto w okruchach szkliwa wulkanicz- nego widoczne są liczne domeny kwarcu i chalcedonu, które powstały w wyniku jego przekształcenia. Ziarna kwarcu często mają pokrój igiełkowy lub trój- kątny. Taka forma tego minerału może wskazywać na jego pirogeniczne pochodze- nie.

Tabela 1

Skład petrograficzny tufitu z pokładu węgla brunatnego odkrywki Pątnów (% obj.)

Składniki	Numer próbki		
	K-1	K-2	K-3
Kwarc	4,67	7,50	8,25
Chalcedon	—	—	0,25
Szklivo wulkaniczne	2,33	2,50	9,50
Skalenie potasowe	—	0,50	1,25
Plagioklasy	—	—	0,25
Hydromuskowit + muskowit	0,67	3,75	1,25
Siarczki + tlenki żelaza	2,00	3,00	1,50
Tło skalne (minerały ilaste, kwarc, skalenie, szkliwo)	77,66	74,75	75,25
Materiał węglowy	12,67	8,00	2,50

Okruchy szkliwa wulkanicznego mają kształt urozmaicony. Obserwowano ziar- na o pokroju izometrycznym, kropłowym lub listewkowatym, spękanie zgodnie z wydłużeniem okruchów. Powierzchnie okruchów szkliwa pokryte są punktowo drobnymi łusczkami serycytu. Są one bezbarwne i mają współczynnik załamania światła niższy niż 1,54, a tylko niektóre okruchy charakteryzują się nieco wyższymi wartościami tego współczynnika. Może to wskazywać, że w większości przypadków szkliwo wulkaniczne jest reprezentowane przez formy pumeksowe, a mniej jest form obsydianowych (W. Heflik, 1959).

Obserwacje mikroskopowe płytek cienkich wskazują, że skalenie są rzadkim składnikiem badanej skały, choć obraz rentgenowski temu zaprzecza (tab. 1, fig. 3). Na dyfraktogramie widoczne są intensywne refleksy skaleni, które odniesiono do sanidynu wysokotemperaturowego. Najsilniejszy refleks tego minerału występuje około 0,325 nm, mniej intensywnie około 0,378; 0,322; 0,300 nm i in. Ponieważ przeprowadzono jedynie badania frakcji ilowej, należy przypuszczać, że sanidyn jest składnikiem tła badanej skały.

Większe ziarna skaleni są optycznie nieoznaczalne, ponieważ ich powierzchnie są dosyć szalenie pokryte łusczkami kaolinitu i serycytu. Nieco mniej są prze- obrażone plagioklasy, a ich cechy optyczne są charakterystyczne dla minerałów szeregu oligoklaz – andezyn.

Ważnym składnikiem dolnej części warstwy tufitowej są okruchy ksyliatów zbudowane z tekstoulminitu i eulminitu. Wyróżniającym się ilościowo składnikiem jest tutaj również kutynit, występujący na zewnątrz uwęglonych liści i szpilek drzew.

Il spajający ksyliaty w środkowej części warstwy tufitowej oraz il części stropowej mają podobny i monotony skład mineralny. Zasadniczym składnikiem tych części wkładki są minerały ilaste reprezentowane przez illit i niedużą ilość faz mieszanopakietowych illitowo-montmorillonitowych. Illit ( $d$  około 1,00; 0,498 nm) tworzy siatkowo-włókniste agregaty, wykazujące anizotropię optyczną w żółtawych, dość wysokich barwach interferencyjnych. Charakteryzują się one zbiorowym wygaszaniem światła spolaryzowanego w pewnych kierunkach. W wielu miejscach illit jest intensywnie zabarwiony tlenkami żelaza oraz produktami zwięzłego materiału organicznego. Stosunek liczbowy intensywności linii dyfrakcyjnej 116 (0,280 nm) do linii 200 (0,256 nm) wskazuje, że illit jest reprezentowany prawie wyłącznie przez fazę autigeniczną (odmiana politypowa 1Md).

Materiał klastyczny tych części poziomu tufitowego jest nieliczny. Reprezentowany jest przez silnie skorodowane ziarna kwarcu, zwięzłe ziarna skaleni, pirytu i szkliwa wulkanicznego oraz okruchy ksyliatów i fuzynu (tab. 1).

### WARUNKI GENEZY

Przeprowadzone badania litologiczne i petrograficzne przerostu ilastego z odkrywki Pątnów w rejonie Konina wykazały, że jest to niewątpliwie tufit, czyli skała osadowa zawierająca materiał terygeniczny, domieszany materiał piroklastyczny oraz produkty wtórnego przeobrażenia tych składników.

W skład elementów piroklastycznych zaliczono: pirogeniczny kwarc, sanidyn wysokotemperaturowy oraz relikty szkliwa wulkanicznego.

Materiał detrytyczny składa się z większych ziarn kwarcu, blaszek muskowitu, okruchów ksyliatów i podrzędnej ilości minerałów ilastych. Produktami przeobrażeń wtórnych są niewątpliwie: autigeniczny illit (odmiana politypowa 1Md), kaolinit, montmorillonit, fazy mieszanopakietowe illitowo-montmorillonitowe, chloryty oraz nieduża ilość minerałów krzemianowych, takich jak opal, chalcedon oraz kwarc, który tworzy krystaliczne domeny w okruchach szkliwa.

Materiał piroklastyczny koncentruje się przede wszystkim w najdrobniejszej frakcji ziarnowej. Źródło tego materiału musiało być znacznie oddalone, ponadto nie mógł on przebyć zbyt długiej drogi transportu w środowisku wodnym, ponieważ uległby w krótkim czasie zwięzzeniu.

Wyrażna trójdzielność w rozmieszczeniu pionowym składników mineralnych w tuficie wskazuje m.in. na jego nierównomierne tempo sedymentacji. Dolna część warstwy, wzbogacona w oznaczalne elementy piroklastyczne oraz urozmaicony zespół wtórnych produktów, była szybko przykryta izolującą warstwą chroniącą od wpływów atmosferycznych. Przeobrażenie składników mineralnych nie było zbyt intensywne, a polegało ono na kaolinityzacji skaleni, chlorytyzacji i kaolinityzacji biotyту oraz hydrolitycznemu rozpuszczaniu szkliwa wulkanicznego z wytworzeniem montmorillonitu. Procesom tym sprzyjało środowisko o niskim pH i słabym drenażu, co jest charakterystyczne dla torfowisk.

Nieco inne procesy przebiegały w górnej części warstwy tufitowej. Polegały one, jak się wydaje, na całkowitej kaolinityzacji glinokrzemianów. Obraz tych przeobrażeń został zatarty wskutek późniejszych przemian mineralnych. Polegały one na wytworzeniu autigenicznego illitu kosztem wcześniej powstałych ilastych faz mineralnych, metatrwałych w warunkach środowiska alkalicznego.

Źródła wapnia i metali ziem alkalicznych należy upatrywać w słonych wodach zbiornika sedymentacyjnego ilów poznańskich, infiltrujących w głąb pokładu węglowego. Dodatkowym argumentem potwierdzającym ten wniosek jest silna dopłerytyzacja węgla w stropowej części pokładu oraz w obrębie przerostu tufitowego. Duża zawartość huminianów wapnia (doplerytu) była sygnalizowana już wcześniej przez T. Kruszewskiego (1967, 1968).

## PORÓWNIANIA Z INNYMI OBSZARAMI

Podczas prac wiertniczych w złożu węgla brunatnego Lubstów koło Sompolna stwierdzono w kilku otworach wiertniczych występowanie skały ilastej o identycznych cechach petrograficznych co tufit z Pątnowa. Występuje ona w najwyższej części profilu górnomiocenińskiego pokładu węgla i ma grubość od 0,1 do 0,5 m. Obecnie nie jest znane rozprzestrzenienie tej skały w złożu oraz skład mineralny, lecz wydaje się, że jest to poziom odpowiadający tufitowi z Pątnowa. Przedstawiony wniosek nie tylko potwierdza górnomioceniński wiek pokładu węgla z Lubstowa (M. Domagała, *vide* K. Matl i in., 1979), ale ponadto wskazuje na jednakowy poziom litostratygraficzny zarówno pokładu konińskiego, jak i górnej części pokładu węgla z Lubstowa.

Skład mineralny, wielkość elementów piroklastycznych oraz formy pumeksowe szkla wulkanicznego tufitu z rejonu Konina wskazują na odległe źródło wulkaniczne. Wydaje się, że pośrednich ogniw tego poziomu należy poszukiwać w kierunku południowym, ponieważ z górnego miocenu rejonu Karpat znane są przejawy działalności wulkanicznej dokumentowane m.in. przez wkładki skał piroklastycznych w zapadlisku przedkarpaccim i w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

Najbardziej rozległy poziom skał piroklastycznych w zapadlisku przedkarpaccim występuje w osadach środkowego badenu. Jest on znany od Kędzierzyna po Krzemieniec na Wołyniu. W rejonie Kędzierzyna występuje w stropowej części tzw. ilów spirialisowych i osiąga miąższość około 10 cm (S. W. Alexandrowicz, A. Kleczkowski, 1974).

Podobną pozycję litostratygraficzną zajmują utwory tufitowe i bentonity stwierdzone między Bochnią a Tarnowem (W. Parachoniak, 1954) oraz w Wieliczce (M. Kamiński, S. Glińska, 1966; M. Pawlikowski, praca w druku) w obrębie warstw chodenickich. Z tym poziomem tufitowym korelowane są zbentonitowane tufity rejonu Krzyżanowic koło Pińczowa (S. Alexandrowicz, W. Parachoniak, 1956).

Z utworami badenu środkowego związane jest również występowanie bentonitów w rejonie Chmielnika na obszarze południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Seria skalna o grubości około 2,2 m zaliczona została wprawdzie do sarmatu dolnego (E. Fijałkowska, J. Fijałkowski, 1966), mimo iż J. Głogoczowski (1957) zalicza dolną część tej serii do ilów spirialisowych badenu środkowego. W podobnej pozycji stratygraficznej występują bentonity w okolicach Ślaskowa i Młynów koło Chmielnika oraz w rejonie Mielca i Biłgoraja.

Podobny poziom skał bentonitowych i tufitów opisano z rejonu Krzemieńca i Lwowa na Wołyniu (Z. Sujkowski, 1934; M. Kamiński, 1935; M. Kampioni, 1936). Pozycja stratygraficzna tych utworów przedstawiona przez wymienionych autorów pozwala na przypuszczenie, iż są one wieku środkowobadeńskiego.

Z przedstawionych danych wynika, że poziom tufitów i bentonitów środkowego badenu jest rozprzestrzeniony w zapadlisku przedkarpaccim na całej jego długości, mimo że z okresu miocenińskiego znane są skały piroklastyczne w ogniwach karpatu, dolnego badenu i sarmatu. Szerokie rozprzestrzenienie utworów piroklastycznych

środkowego badenu daje podstawę do ich korelacji z podobnymi osadami w rejonie Konina i Lubstowa.

Bardziej ścisła korelacja wymienionych utworów piroklastycznych jest znacznie utrudniona ze względu na drobnoziarnisty charakter tufitów z rejonu Konina i intensywne wtórne przemiany składników pochodzenia magmowego. Nawet szkliwo wulkaniczne, traktowane jako składnik przewodni, prawdopodobnie nie wykaże podobieństwa składu chemicznego do podobnych składników z południowych rejonów Polski ze względu na dużą zmienność jego chemizmu, co jest szczególnie charakterystyczne dla miocenijskiego wulkanizmu karpackiego (J. Tożer, R. Rudinec, 1975).

Porównanie tufitów rejonu Konina i Lubstowa z podobnymi utworami Polski południowej pozwala na ustalenie pozycji stratygraficznej tzw. środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego na środkowy torton (odpowiednik środkowego badenu z zapadliska przedkarpackiego) lub najniższą część górnego tortonu w przypadku stosowania dwuczęściowego schematu podziału tego okresu geologicznego. Pozycja taka jest zgodna z wynikami badań spорово-пыльковых, wykonanych przez S. Dyjora i A. Sadowską (1977) dla obszaru Polski zachodniej.

Instytut Geologii i Surowców Mineralnych  
Akademii Górniczo-Hutniczej  
Kraków. Al. Mickiewicza 30

Nadesłano dnia 8 lutego 1980 r.

#### PIŚMIENNICTWO

- ALEXANDROWICZ S.W., KLECZKOWSKI A.S. (1974) – Osady trzeciorzędowe Opolszczyzny. Przew. XLVI Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 38–48. Opole.
- ALEXANDROWICZ S., PARACHONIAK W. (1956) – Tufity miocenijskie w okolicach Pińczowa nad Nidą. Acta Geol. Pol., 6, p. 67–90. Warszawa.
- ALEXANDROWICZ S.W., PAWLIKOWSKI M. (1978) – Tufity miocenijskie w Chełmie Wielkim nad Przemszą. Kwart. Geol., 22, p. 131–143, nr 1. Warszawa.
- DYJOR S., SADOWSKA A. (1977) – Problem wieku i korelacja górnomiocenijskich pokładów węgla brunatnych w Polsce zachodniej. Geol. Sudetica, 12, p. 121–137, nr 1. Wrocław.
- FIJAŁKOWSKA E., FIJAŁKOWSKI J. (1966) – Bentonity w utworach miocenu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Biul. Inst. Geol., 194, p. 95–126. Warszawa.
- GŁOGÓCZOWSKI J. (1957) – Niektóre własności bentonitów i ilów bentonitowych z Chmielnika. Roczn. Pol. Tow. Geol., 27, p. 195–215, z. 1/4. Kraków.
- HELFIK W. (1959) – Petrografia szkliwa wulkanicznego z ilów bentonitowych z miejscowości Ciecierz koło Chmielnika. Kwart. Geol., 3, p. 778–789, nr 4. Warszawa.
- KAMIENSKI M. (1935) – O tufach wulkanicznych przedgórza Karpat. Arch. Tow. Nauk. Warsz., 12, p. 16–51. Warszawa.
- KAMIENSKI M., GLIŃSKA S. (1966) – O tuficie z halitem z kopalni soli w Bochni. Arch. Miner., 26, p. 77–88. Warszawa.
- KAMPIONI M. (1936) – O bentonicie okolic Lwowa. Kosmos A, 60, p. 305–314. Lwów.
- KŁAPYTA Z. (1975) – Bentonity i ily montmorillonitowe Polski. Pr. Miner. Komis. Nauk Miner. PAN Krak. nr 43. Warszawa.
- KRUSZEWSKI T. (1967) – Charakterystyka petrograficzno-chemiczna przerostu kwarcowego występującego w górnej części pokładu węglowego w odkrywcę „Pątnów I”. Prz. Geol., 15, p. 87–89, nr 2. Warszawa.

- KRUSZEWSKI T. (1968) – Warunki geologiczne i budowa petrograficzna węgla brunatnego z rejonu Konina. Pr. GIG (ser. dod.). Katowice.
- MATL K., DOMAGAŁA M., WAGNER M. (1979) – Stratygrafia utworów trzeciorzędu i bezpośredniego podłoża w złożu węgla brunatnego „Lubstów” na podstawie wybranych prób. Arch. ZPWBriEl, Wrocław; Arch. ZPwBr IGiSM AGH, Kraków.
- PAWLIKOWSKI M. (praca w druku) – Studium mineralogiczno-petrograficzne utworów terygeniczno-chemicznych złoża solnego Wieliczki. Pr. Miner. PAN: Warszawa.
- PARACHONIAK W. (1954) – Tortońska facja tufitowa między Bochnią a Tarnowem. Acta Geol. Pol., 4, p. 67–92. Warszawa.
- SUJKOWSKI Z. (1934) – Znalezienie bentonitu w pow. Krzemienieckim. Posiedz. Nauk. PiG, nr 38. Warszawa.
- TOŽER J., RUDINEC R. (1975) – Geologická stavba a nerostné suroviny Východného Slovenska a jeho podložie. Mineral. Slovaca, 7, p. 81–96. Spiska Nová Vês.

Мариан ВАГНЕР

### ТУФФИТ В МЕСТОРОЖДЕНИИ БУРОГО УГЛЯ ОТКРЫТОЙ РАЗРАБОТКИ ПОНТНУВ ОКОЛО КОНИНА

#### Резюме

В открытой разработке Понтнув около Конина в кровле среднепольского пласта бурого угля (верхний миоцен) залегает минеральная прослойка. Детальное изучение минерального состава показало, что в ней имеется большая примесь пирокластического материала, таким образом её можно отнести к туффитам. Толщина прослойки от 0,15 до 0,40 м (фиг. 1).

Туффит состоит из трёх частей. Нижняя часть (фиг. 2) состоит из глинистого материала, образующего скальный фон типа matrix и пирокластического детритического кварца, вулканического стекла (пензового), полевых шпатов (высокотемпературный санидин), угольного материала и др. (таб 1). Из глинистых компонентов фона выделены: иллит, Са — монтмориллонит, иллитово-монтмориллонитовые прорастания (I/M) и каолинит (фиг. 3, 4).

Средняя часть туффита представляет собой скопление обломков ксилитов, сцементированных глиной, минералогические свойства её подобны свойствам верхней части туффита. Выделен фон иллитового характера (политипная разновидность 1Md), небольшая часть выветренного вулканического стекла, полевых шпатов, пирита, окислов железа и угольного материала (таб. 1).

Туффит широко распространён в районе Конина. Он является хорошим репером для корреляции верхнемиоценовых месторождений бурого угля Великопольского региона и Куяв.

Изучение показало, что пирокластический материал составлен фацией менее 10 м. Что указывает на далёкий перенос этого материала от источника.

Существует предположение, что источник его находился в Карпатах, а аналогом туффита Конина являются пропластки пирокластических пород и бентонитов, залегающие в среднебаденских породах Предкарпатского прогиба и форланда Свентокшиских гор. Всё это может свидетельствовать о среднетортонском возрасте пласта бурого угля, залегающего в среднепольских пластах.

Marian WAGNER

**TUFFITE FROM BROWN COAL LAYER IN THE PAŃNÓW  
OPEN-CUT MINE NEAR KONIN**

**S u m m a r y**

A mineral intercalation was found in top part of the Mid-Polish brown coal layer (Upper Miocene), exposed in the Pańnów open-cut mine near Konin. Detailed studies on mineral composition of the intercalation showed a large admixture of pyroclastic material, implicating its tuffite character. The intercalation is 0.15 to 0.40 m thick (Fig. 1).

The tuffite intercalation was found to be tripartite. Its lower part (Fig. 2) is built of clay material which forms groundmass of the matrix type, as well as pyroclastic and detrital quartz, volcanic glass (púmice), feldspars (high-temperature sanidine), coal matter and other components (Table 1). Clay components of the groundmass include illite, Ca-montmorillonite, illite-montmorillonite intergrowths (I/M) and koalinite (Figs. 3, 4).

Middle part of the tuffite represents a concentration of xylith detritus. The detritus is cemented with clays which resemble in mineralogy those from upper part of the tuffite. The upper part is characterized by groundmass of the illite type (polytype variety 1Md), small admixture of weathered volcanic glass, feldspars, pyrite, iron oxides and coal matter (Table 1).

The extent of the tuffite intercalation is fairly wide in the Konin area. The intercalation represents good reference level for correlation of Upper Miocene brown coal deposits in the Wielkopolska and Kujawy regions.

The studies showed the presence of pyroclastic material in the fraction below 10  $\mu\text{m}$ . This suggests fairly distant source of the material, presumably situated in the Carpathians. When this is the case, the tuffite from the Konin area would represent an equivalent of intercalations of pyroclastic rocks and bentonites from the Middle Badenian sections in the Carpathian Fore-deep and forefield of the Góry Świętokrzyskie Mts. This would implicate Middle Tortonian age of the brown coal layer occurring in the Mid-Polish Beds.