

UKD 552.333.4/.5:549.621.14 + 552.333.2:551.22:551.243.1:551.78:551.243.13(438–14 niecka żytawska)

Marek PANASIUK

O pozycji tektonicznej wulkanitów trzeciorzędowych z południowo-zachodniego obrzeżenia niecki żytawskiej

Trzeciorzędowe skały wulkaniczne z rejonu Opolna Zdroju powstały w dwóch etapach. Podczas dolnomiocenkiej fazy wulkanizmu, wzdłuż systemu uskoków o przebiegu z SW na NE, zachodziły wylewy law typu nefelinitów oliwinowych oraz bazanitów. Z fazą wulkanizmu młodszą od dolnego miocenu związane były erupcje law typu trachitów, które zachodziły wzdłuż systemu uskoków o kierunku SE – NW.

WSTĘP

Obszar niecki żytawskiej jest interesujący nie tylko ze względu na występującą tu miocenską serię burowęglową, lecz również z uwagi na możliwość prześledzenia charakteru ruchów dysjunktywnych, w wyniku których powstało trzeciorzędowe zapadlisko tektoniczne. W celu poznania kolejnych etapów rozwoju zapadliska konieczne jest zbadanie przebiegu stref nieciągłości tektonicznych oraz możliwie dokładne ustalenie wieku i wznosi tych stref. Ponadto ważne jest powiązanie erupcji wulkanicznych w zapadlisku z konkretnymi trzeciorzędowymi strefami uskokowymi. Zależności te są trudne do prześledzenia w obrębie samej niecki żytawskiej, która jest wypełniona grubymi osadami kenozoicznymi. Znacznie czytelniej dają się one zaobserwować na pozbawionym pokrywy osadowej południowo-wschodnim obrzeżeniu niecki.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Niecka żytawska leży w strefie kontaktu granitowego masywu łżyckiego z gnejsami izerskimi. Od południa jest ona ograniczona przez utwory kredowe nasunięcia łżyckiego oraz częściowo przylega do krystalicznego kompleksu Ještědu w Północnych Czechach. Północne obrzeżenie niecki stanowi horst Działoszyna, który

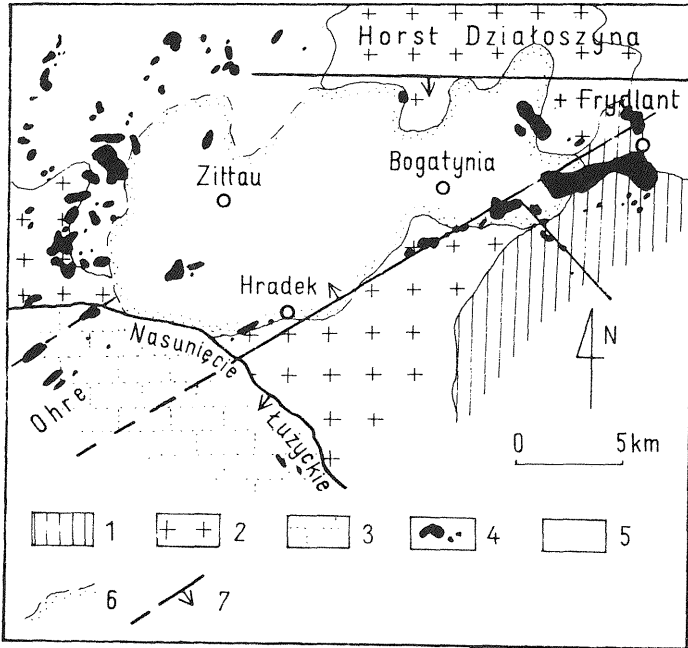


Fig. 1. Szkic budowy geologicznej niecki żytawskiej
Sketch map of geological structure of the Żytawa Basin

1 – gnejsy iżerskie; 2 – granity masywu łużyckiego; 3 – piaskowce kredowe; 4 – trzeciorzędowe skały wulkaniczne; 5 – trzeciorzędowa formacja osadowa niecki żytawskiej; 6 – przybliżona granica żytawskiego zapadliska tektonicznego; 7 – ważniejsze strefy uskokowe

1 – Iżera gneisses; 2 – granites of Łużyce Massif; 3 – Cretaceous sandstones; 4 – Tertiary volcanic rocks; 5 – Tertiary sedimentary formation of Żytawa Basin; 6 – approximate boundary of Żytawa tectonic depression; 7 – major fault zones

jest zbudowany głównie z granitów rumburskich. Proterozoiczne skały krystaliczne podłoża niecki żytawskiej na terytorium polskim odsłaniają się spod kenozoicznej pokrywy osadowej w północnej oraz w południowo-wschodniej części (fig. 1).

Nieckę żytawską uznano za zapadlisko tektoniczne uformowane w dobie ruchów saksońskich (J. Bieniewski, 1966). Bieniewski sądził, że geneza zapadliska jest związana z nasunięciem łużyckim, które zostało uformowane na przelomie kredy i trzeciorzędu w efekcie kompresji, jakiej w tym czasie podlegał cały masyw Karkonoszy i Łużyc. Autor ten wychodził jednak z założenia, że grawitacyjny charakter dyslokacji tektonicznych w zapadlisku jest sprzeczny z kompresją, a zatem omawiana struktura zapadliskowa powstała dopiero jako wynik tensyjnego rozładowania napięć kompresyjnych, co nastąpiło najprawdopodobniej w oligocenie.

Powyższa koncepcja odbiega nieco od poglądu, w świetle którego uskoki grawitacyjne, będące wynikiem napięć tensyjnych, zaznaczyły się w Sudetach wyraźną aktywnością dopiero w górnym miocenie i pliocenie, podczas wielofazowego polarnijskiego etapu ruchów tektonicznych (J. Oberc, 1972).

Powstałe zapadlisko tektoniczne zostało wypełnione osadami trzeciorzędowymi w trakcie trzech cykli sedymentacyjnych (J. Vačl, J. Čadek, 1962; J. Bieniewski, 1963, 1966). Pierwszy cykl obejmuje osady klastyczne i ilaste warstw spągowych oraz dolny pokład węgla brunatnego. W czasie drugiego cyklu osadziły się ilły warstw

międzywęglowych wraz z górnym pokładem węgla. W cyklu trzecim powstały piaski i żwiry warstw stropowych. J. Raniecka-Bobrowska (1965) zaliczyła dolny pokład węgla brunatnego do miocenu dolnego, a górny do miocenu środkowego.

Na temat trzeciorzędowej tektoniki niecki żytańskiej wypowiedzieli się między innymi J. Vačl i J. Čadek (1962), którzy wyróżnili trzy fazy ruchów tektonicznych formujących basen sedymentacyjny. Pierwsza faza ruchów na przełomie oligocenu i miocenu połączona była z erupcjami wulkanicznymi. Druga i najsilniejsza faza ruchów tektonicznych nastąpiła z początkiem miocenu środkowego i jej efektem było wyniesienie południowo-wschodniego obrzeżenia niecki. Wreszcie najsłabiej zaznaczone ruchy tektoniczne fazy trzeciej wystąpiły głównie w południowych rejonach zapadliska, po zakończeniu sedymentacji osadów miocenu.

Intensywne środkowomiocenne ruchy tektoniczne na obszarze niecki żytańskiej należy wiązać z fazą styryjską, natomiast ruchy pomioceńskie na tym terenie są odzwierciedleniem fazy włoskiej (J. Oberc, S. Dyjor, 1968; S. Dyjor, 1975).

Trzeciorzędowa formacja bazaltowa okolic Bogatyni znajduje się w obrębie czesko-śląskiego pasa wulkanicznego, który jest częścią środkowoeuropejskiej prowincji wulkanicznej. Działalność wulkaniczna na Dolnym Śląsku rozpoczęła się w dolnym lub środkowym oligocenie i trwała przez miocen i pliocen aż do plejstocenu (K. Birkenmajer, 1967; K. Birkenmajer i in., 1970). Na sąsiadującym z zapadliskiem żytańskim Pogórzu Czeskim wydzielono trzy fazy wulkanizmu trzeciorzędowego (J. Svoboda, 1966). Pierwsza i najsilniejsza faza rozpoczęła się z początkiem miocenu dolnego. Druga, nieporównanie słabsza faza erupcji zaznaczyła się po dolnym tortonie, a czas jej trwania na pewno nie przedłużyła się do czwartorzędu. Trzecia faza wulkanizmu przypada w plejstocenie.

Trzeciorzędowe utwory wulkaniczne rejonu Bogatyni były tematem licznych opracowań petrograficznych. R. Grahmann i H. Ebert (1937) wydzielili wśród tych utworów trzy główne typy petrograficzne, a mianowicie: bazalty bezhornblendowe, bazalty hornblendowe oraz „skały jasne”, do których zaliczyli trachyandezyty i fonolity trachitowe. Z. Pentlakowa, T. Wojno i S. Szarras (1951) wyróżnili wśród bazaltów odmiany nefelinowe i plagioklazowe. B. Berezowska i Z. Berezowski (1968) określili lawy bazaltoidowe w niecce żytańskiej jako trachyandezyty, bazanity, bazalty właściwe oraz fonolity trachitowe.

Fonolity z Opolna Zdroju zbadane zostały pod względem składu mineralnego i cech petrochemicznych przez J. Kukłę (1957), S. Kozłowskiego i M. Wyderko-Skibę (1966) i zaliczone za J.E. Hibschem (1926) do grupy fonolitów trachitowych. Nieco odmiennie sklasyfikował te skały R. Orłowski (1976), który określił je jako trachity alkaliczne. Zgodnie z obowiązującymi obecnie zaleceniami Międzynarodowej Podkomisji do Spraw Systematyki Skał Magmowych (W. Ryka, 1979) nazewnictwo alkalicznych skał wylewnych z Opolna Zdroju wymaga uaktualnienia. Z uwagi na to, iż problematyka petrografii skał wulkanicznych nie jest przedmiotem niniejszej pracy, autor stosuje nazwę trachit w odniesieniu do skał określanych uprzednio jako fonolity trachitowe.

GLÓWNE SYSTEMY USKOKOWE POŁUDNIOWO-WSCHODNIEGO OBRZEŻENIA NIECKI ŻYTAŃSKIEJ

W rozwoju tektonicznym trzeciorzędowego zapadliska żytańskiego biorą udział dwa systemy uskoków (J. Svoboda, 1966). Jeden z systemów ma kierunek „kruszcogórski” z SW na NE, natomiast drugi „sudecki” z SE na NW. W czasie ruchów tektonicznych związanych z fazami laramijskimi uskoki te zaznaczyły

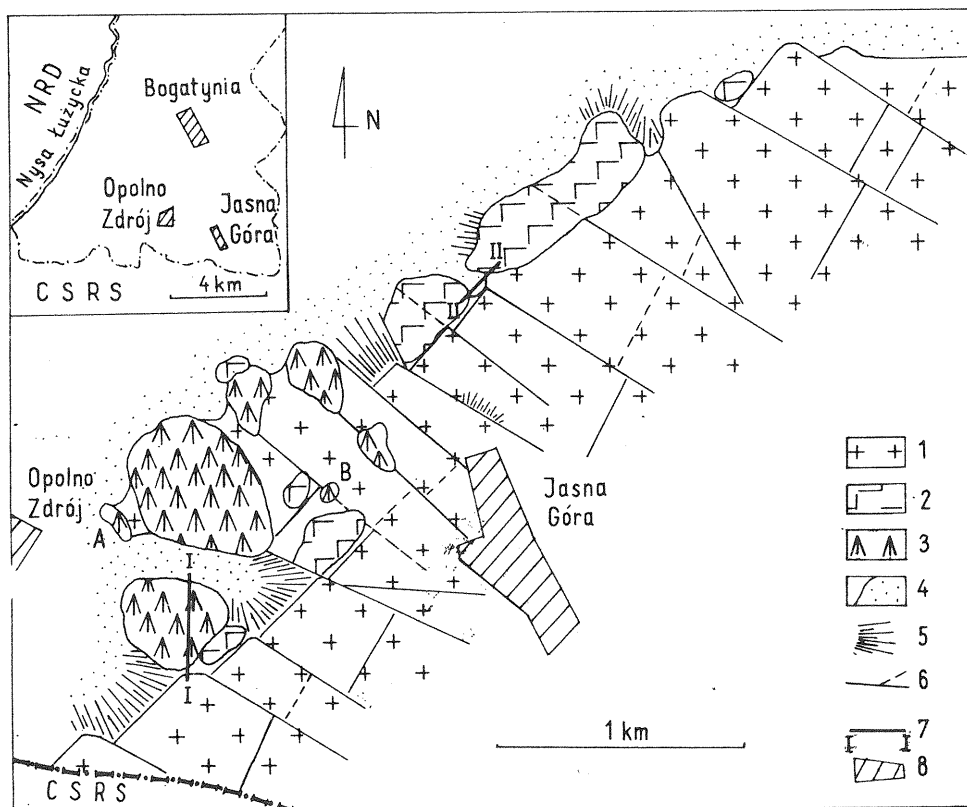


Fig. 2. Szkic sytuacyjny występowania trzeciorzędowych skał wulkanicznych na obszarze południowo-wschodniego obrzeżenia niecki żytawskiej

Distribution of Tertiary volcanic rocks at south-eastern margin of the Żytawa Basin

1 – granity i gnejsy proterozoiczne; 2 – nefelinytyny oliwinowe oraz bazanity; 3 – trachity; 4 – iły piaszczyste, iły węgliste, brekcje klastyczne, tufy i tufity trzeciorzędowej formacji osadowej zapadliska żytawskiego; 5 – stożki nasypowe; 6 – uskoki stwierdzone i przypuszczalne; 7 – lokalizacja przekrojów geologicznych (fig. 4 i 5); 8 – najważniejsze miejscowości

1 – Proterozoic granites and gneisses; 2 – olivine nephelinites and basanites; 3 – trachytes; 4 – sandy clays, coal clays, clastic breccias, tuffs, and tuffites of Tertiary sedimentary formation of Żytawa Basin; 5 – alluvial fans; 6 – controlled and inferred faults; 7 – location of geological cross-sections (Figs. 4 and 5); 8 – major towns

się dużą aktywnością i były kilkakrotnie odnawiane. Przypuszczalnie jednak te strefy tektoniczne zostały zainicjowane już podczas orogenezy hercyńskiej lub nawet kaledońskiej.

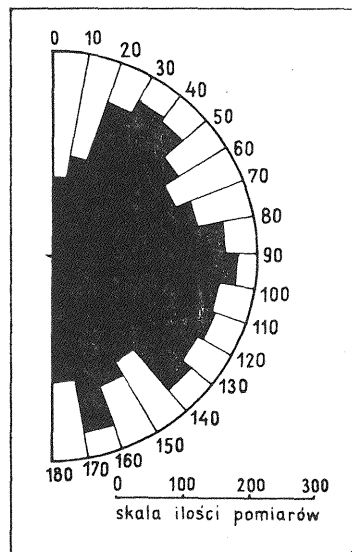
Ponadto stwierdzono obecność generacji uskoków o kierunku w przybliżeniu równoleżnikowym, z którą związana jest geneza m. in. horstu Działoszyna utworzonego w dobie ruchów tektonicznych fazy styryjskiej (S. Dyjor, 1975).

Poszczególne generacje uskoków dają się bardzo wyraźnie prześledzić w morfologii południowo-wschodniego obrzeżenia niecki żytawskiej ze względu na małą miąższość pokrywy zwietrzelinowej, jaka występuje na granitach i gnejsach proterozoicznych (1–5 m).

Z obserwacji autora wynika, że strefy nieciągłości tektonicznych mają w tym rejonie przeważnie dwa kierunki przebiegu: z SE na NW oraz z SW na NE. Znacznie mniej liczne są uskoki o kierunku W–E lub NNE–SSW (fig. 2).

Fig. 3. Zbiorczy diagram częstotliwości kierunków spękań w skałach krystalicznych proterozoiku

Summative diagramme of frequency of directions of fractures in Proterozoic crystalline rocks



Kierunki drobnych spękań w utworach krystalicznych proterozoiku układają się w kilku maksimach (fig. 3). System spękań o kierunku SW – NE jest najwyraźniejszy i zamyka się w przedziale wartości 30 – 55/60 – 86° NW. Równie liczne są spękania kierunku SE – NW o średnich wartościach biegu i upadu wynoszących ok. 135/75 – 90° SE lub NW. W niektórych rejonach (np. na zachód od wsi Jasna Góra) bardzo silne maksima osiągają spękania o biegu około 120° i upadzie ku NE oraz spękania w przybliżeniu równoleżnikowe o pionowych upadach.

W południowo-wschodniej części niecki żytawskiej obserwowana jest strefa tektoniczna o przebiegu z SW na NE, która daje się prześledzić od miejscowości Hradek aż do miejscowości Frydlant w Czechach (fig. 1). Wzdłuż tej strefy utwory krystaliczne proterozoiku tworzą wyraźne progi rysujące się w morfologii terenu. Krawędzie tych progów są zorientowane w kierunku SW – NE (fig. 2). Po północno-zachodniej stronie krawędzi granity i gnejsy leżą z reguły pod przykryciem utworów trzeciorzędowych, na głębokości sięgającej miejscami ponad 100 m. Występowanie progów morfologicznych łączy się wyraźnie z uskokami „kruszcogórskimi”, których skrzydła północno-zachodnie są zrzucone. Zgodnie z kierunkiem zrzutu skrzydeł uskoków, podłoże krystaliczne niecki obniża się stopniowo ku północnemu zachodowi. Równoległe uskoki normalne kierunku „kruszcogórskiego”, o powierzchniach uskokowych nachylonych nieznacznie ku NW, tworzą zatem wyraźny zespół uskoków schodkowych.

W orografii omawianej części niecki żytawskiej system uskoków „kruszcogórskich” ma zasadnicze znaczenie. Ze strefami nieciągłości tektonicznych kierunku SW – NE jest związana południowo-wschodnia granica zapadliska żytawskiego (fig. 1 i 2).

Uskoki „sudeckie” zaznaczają się w morfologii terenu jako prawie równoległe do siebie strefy obniżen o przebiegu z SE na NW. W strefach tych granity i gnejsy są intensywnie zlustrowane na płaszczyznach uskokowych o biegu 120 – 140°. Upad płaszczyzn uskokowych jest zbliżony do pionu. Rysy tektoniczne nachylają się ku NW, a ich kąt spadku waha się najczęściej w granicach 40 – 90°. Sugeruje to zrzutowo-przesuwczy charakter przemieszczeń mas skalnych wzdłuż tych stref

nieciągłości tektonicznych.

Obserwuje się, że krawędzie morfologiczne związane z uskokami „kruszcogórskimi” są przesunięte względem siebie wzdłuż stref uskokowych o kierunku SE–NW (fig. 2). Rozsuniecie intersekcyjne, które nie przekracza z reguły kilkudziesięciu metrów, pozwala ustalić kierunek zrztu skrzydeł uskoków „sudeckich”. Na południowy zachód oraz na północny wschód od miejscowości Jasna Góra w przewadze występują uskoki o zrzuconych skrzydłach północno-wschodnich. Rysująca się pomiędzy tymi uskokami elewacja morfologiczna Jasnej Góry reprezentuje sobą zrab tektoniczny (fig. 2).

Niekiedy zrzucone skrzydła „uskoków sudeckich” są znacznie obniżone względem otoczenia, a ich pozycja tektoniczna pozwala dopatrywać się w nich niedużych rowów czy też półrowów tektonicznych. Taki półrow przedstawia fig. 4. W zilustrowanym obniżeniu morfologicznym zachowały się osady trzeciorzędowe o miąższości nie przekraczającej 30 m. Poczynając od spągu, osady te są reprezentowane przez piaski i żwiry kwarcowe miąższości 6–7 m, które w górnej części zawierają przewarstwienia skośnie warstwowanych piaskowców ilastych z okruchami lignitu w laminach, o kącie upadu ok. 45°. Powyżej występuje zespół ilów szarych, zielonoszarych oraz ilów piaszczystych (miąższości ok. 22 m), który zawiera wkładki czarnych ilów węglistych z okruchami lignitu. Laminacja ilów jest prawie pozioma. W stropie ily są przykryte przez czwartorzędowe gliny lessopodobne lub mułki rzeczne z rumoszem otoczków. W osadach ilastych i ilasto-piaszczystych M. Ziębińska-Tworzydło (informacja ustna) stwierdziła obfite występowanie dobrze zachowanych pyłków lipy z gatunku *Intratropopollenites instructus*. Faza lipowa z daniem M. Ziębińskiej-Tworzydło wyznacza jeden z poziomów palinologicznych

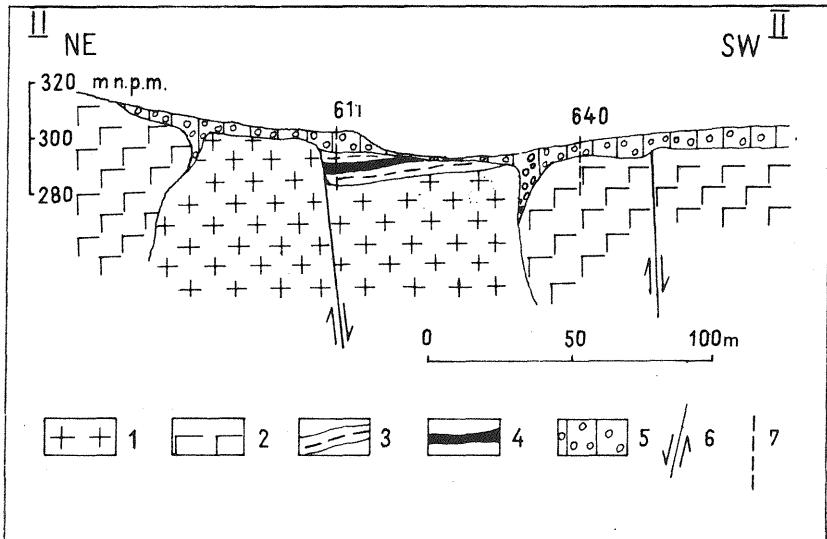


Fig. 4. Przekrój geologiczny przez półrow tektoniczny założony na systemie uskoków o kierunku SE–NW

Geological cross-section through tectonic half-trough developed along SE–NW oriented system of faults

1 – granity proterozoiczne; 2 – czopy nefelinitów oliwinowych; 3 – ily piaszczyste; 4 – miocenne ily węgliste; 5 – rumosze i gliny zwietrzelinowe; 6 – uskoki; 7 – otwory wiertnicze

1 – Proterozoic granites; 2 – plugs of olivine nephelinites; 3 – sandy clays; 4 – Miocene coal clays; 5 – waste and weathering loams; 6 – faults; 7 – boreholes

w dolnym pokładzie węgla brunatnego w kopalni Turów. Można zatem sądzić, że opisane osady wiążą się z pierwszym cyklem sedymentacyjnym zapadliska żyłtawskiego. W czasie sedymentacji tych osadów na przyległych obszarach dominowały zbiorowiska leśne. Bardzo mały udział roślinności wodnej czy bagiennej był tu zapewne związany z położeniem obszaru na wyniesionym morfologicznie obrzeżeniu zapadliska żyłtawskiego.

Analiza warunków sedymentacji w strefach przyległych do uskoków „sudeckich” wskazuje, że uskoki te rozwijały się po powstaniu warstw pierwszego cyklu sedymentacyjnego. Warstwy te nie zachowały się na skrzydłach podniesionych, które dostarczały materiału klastycznego do przyległych obniżzeń. Wokół zrębu Jasnej Góry powstały w ten sposób liczne stożki nasypowe (fig. 2), które wśród przemitych utworów zwietrzelinowych zawierają wkładki stromo nachylonych warstewek ilów węglistych fazy lipowej. Pyłki są tu jednak źle zachowane, gdyż osady, w których występują, uległy redepozycji.

Przypuszczalnie więc, ruchy tektoniczne związane z aktywnością uskoków „sudeckich” zaznaczyły się w zapadlisku żyłtawskim w czasie fazy młodszej od dolnego miocenu. Ruchy wypiętrzające wzdłuż strefy tektonicznej nasunięcia łużyckiego zaznaczyły się wyraźną fazą w pliocenie (J. Kopécky, 1972). Przebieg nasunięcia jest w przybliżeniu zgodny z kierunkiem SE–NW, a amplituda przemieszczeń pionowych z nim związana spada ku NE, aby w rejonie zapadliska osiągnąć wielkości rzędu 50–100 m (J. Kopécky, 1972). Zdaniem S. Dyjora (1975) neogęskie ruchy wypiętrzające w Sudetach, wzdłuż generacji uskoków o przebiegu SE–NW, występowały począwszy od górnego miocenu. Prawdopodobnie więc aktywność uskoków „sudeckich” w południowo-wschodnim obrzeżeniu zapadliska żyłtawskiego zaznaczyła się dopiero po utworzeniu miocenijskiej formacji burowęglowej.

W rozwoju tektonicznym omawianej części niecki żyłtawskiej generacja uskoków równoleżnikowych nie odgrywała tak znacznej roli jak systemy uskokowe: „kruszcogórski” i „sudecki”. Na zachód od Jasnej Góry występuje obniżenie morfologiczne, którego geneza jest prawdopodobnie związana z uskokiem o przebiegu W–E. Przypuszczenie to potwierdza występowanie w tym rejonie maksimum spękań równoleżnikowych w utworach proterozoicznych. Obniżenie morfologiczne jest wypełnione klastycznymi utworami zwietrzelinowymi (fig. 2).

W peryferycznej, południowo-wschodniej części zapadliska żyłtawskiego przejawy wulkanizmu trzeciorzędowego były związane w głównej mierze z systemem uskoków „kruszcogórskich”, a prawdopodobnie także z systemem uskoków „sudeckich”.

SUKCESJA ZJAWISK WULKANICZNYCH NA OBSZARZE POŁUDNIOWO-WSCHODNIEGO OBRZEŻENIA NIECKI ŻYŁTAWSKIEJ

Zapadlisko żyłtawskie leży na przedłużeniu dwóch dużych stref tektonicznych, z którymi związane jest występowanie wulkanitów trzeciorzędowych. W rejonie tym biegnąca od Pogórza Czeskiego strefa wulkaniczna Ohre o kierunku z SW na NE (fig. 1) spotyka się ze strefą łużycko-łabską o przebiegu SE–NW.

Wiek law bazaltowych rejonu Bogatyni wiązano początkowo z wulkanizmem miocenijskim i pomiocenijskim, a następnie wyrażono pogląd, że erupcje wulkaniczne poprzedziły tu sedymentację fitogenicznych utworów oligocenu i miocenu (P. Krusch, 1896 oraz E. Rimann, 1913 – patrz B. Berezowska, Z. Berezowski, 1968). J. Bie-

niewski (1966) był zdania, że wylewy law bazaltowych występowały na przełomie oligocenu i miocenu. Z kolei B. Berezowska i Z. Berezowski (1968) uważali, że erupcje bazaltów w zapadlisku żytawskim zachodziły co najmniej w dwóch fazach. Pierwsza faza wystąpiła na pograniczu górnego oligocenu i dolnego miocenu, druga natomiast zaznaczyła się po zakończeniu sedymentacji osadów środkowego miocenu. Zdaniem S. Dyjora (1975) wylewy bazaltowe w zapadlisku żytawskim mogą być związane ze środkowomiocенską generacją uskoków równoleżnikowych. Jak z powyższego wynika, lawy bazaltowe w zapadlisku nie mają jednoznacznie sprecyzowanego wieku.

W południowo-zachodniej części niecki żytawskiej, w okolicach Varnsdorfu (Północne Czechy), trzeciorzędowa seria wulkaniczna przykrywa osady pelitowe z diatomitami, których dolnomiocенski wiek (akwitan) dokumentuje fitoplankton oraz znalezione szczątki ssaka z gatunku *Aceratherium tetradactylum* Mayer. W świetle tego faktu J. Vačl i J. Čadek (1962) zaliczyli wystąpienia bazanitów leucytowych, nefelinitów oliwinowych oraz limburgitów w czeskiej części zapadliska do miocenu dolnego, z przypuszczeniem że erupcje wulkaniczne występowały także w czasie sedymentacji osadów pierwszego cyklu miocенskiego. Należy przy tym zaznaczyć, że kontakt omawianych wulkanicznych skał zasadowych z nadległymi osadami dolnomiocенskimi nie ma charakteru termicznego.

W południowo-wschodniej części zapadliska żytawskiego bazanity oraz nefelinity oliwinowe odsłaniają się na powierzchni terenu wzdłuż kruszcogórskiej strefy uskokowej (fig. 1, 2). Zarówno w rejonie miejscowości Hradek w Czechach, jak w okolicach Opolna Zdroju i Jasnej Góry, wschodnie tych skał w postaci elipsoidalnych nekków są zorientowane dłuższą osią w tym samym kierunku co przebieg uskoków. Większość pokładowych żył bazaltowych, które zostały stwierdzone wśród granitów i gnejsów proterozoicznych, ma też przebieg zbliżony do tych stref tektonicznych, przy czym żyły te zapadają ku NW pod kątami 60–80°. Południowo-wschodni kontakt czopów bazaltowych ze skałami proterozoicznymi jest dzięki erozji dobrze widoczny i rysuje się z reguły prostoliniową granicą, która jest w przybliżeniu równoległa do kierunku „kruszcogórskiego” (fig. 2). Północno-zachodnie, zrzucone skrzydła uskoków „kruszcogórskich” są najczęściej przykryte lawami i tufami bazaltowymi do kilkudziesięciu metrów miąższości. Stosownie więc do kierunku zrzutu skrzydeł uskoków, lawy wykazywały tendencję do rozprzestrzeniania się ku NW, w kierunku centrum zapadliska, gdzie tworzyły miejscami rozległe pokrywy.

Erupcje law bazaltowych były więc związane z systemem uskoków „kruszcogórskich”. Schodkowy zespół tych uskoków został wykorzystany przez wybuchy lawowo-popiołowe, a w następnym etapie szczeliny tektoniczne zostały wypełnione nefelinitem lub bazanitem tworzącym wspólnie obserwowane czopy. Przez analogię do danych z czeskiej części zapadliska żytawskiego można przyjąć, że erupcje te zachodziły aż do miocenu dolnego włącznie. Przypuszczalnie rozpoczęły się one już w oligocenie. Można tak sądzić z uwagi na fakt, że zapadlisko jest przedłużeniem wulkanicznej strefy Ohre, w której oligocенskie erupcje wulkaniczne były powszechne. Strefa wulkaniczna Góry Kruszcowe – Ohre jest ostatnio przyjmowana za trzeciorzędową strefę ryftową (J. Kopécky, 1979).

Po fazie wulkanicznej oligocen – dolny miocen oraz po osadzeniu się utworów pierwszego cyklu sedymentacyjnego, w zapadlisku żytawskim wystąpiły środkowomiocенskie ruchy tektoniczne (J. Vačl, J. Čadek, 1962), którym prawdopodobnie towarzyszył również wulkanizm bazaltowy związany z uskokami kierunku równoleżnikowego (S. Dyjor, 1975). Na obszarze południowo-wschodniego obrzeżenia zapadliska nie stwierdzono dotychczas wystąpień bazaltów, których erupcje można powiązać z systemem uskoków tego kierunku. W czasie środkowomiocенskiej fazy

ruchów tektonicznych wypiętrzeniu uległo południowo-wschodnie obrzeżenie zapadliska (J. Vačl, J. Čadek, 1962; J. Bieniewski, 1966). Z obszaru tego znoszony był materiał, z którego zbudowane są klastyczne serie osadów drugiego cyklu sedymentacyjnego. Przy słabo zaznaczonym w tym rejonie systemie uskoków równoleżnikowych, ruchy środkowomioceńskiej fazy tektonicznej zachodziły tu prawdopodobnie wzdłuż ponownie uaktywnionego systemu uskoków „kruszcogórskich”. Z systemem tym może być zatem związany również wulkanizm środkowomioceński. Wydaje się, że problem ten może być wyjaśniony jedynie poprzez zbadanie wieku bezwzględne law bazaltowych tego rejonu.

Lawy trachitowe występują w zasadzie tylko w sąsiedztwie zrębu tektonicznego Jasnej Góry, którego geneza jest związana z systemem uskoków „sudeckich”.

Formy występowania trachitów z Opolna Zdroju były dotychczas różnie przedstawiane. K. Birkenmajer (1967), na podstawie obserwacji ciosu termicznego, zilustrował te skały w postaci typowego czopu wulkanicznego. Z kolei B. Berezowska i Z. Berezowski (1968) oraz S. Kozłowski i M. Wyderko-Skiba (1966) wyrazili pogląd, że są to wylewy powierzchniowe, zakorzenione w utworach metamorficznych.

Poszczególne wystąpienia trachitów układają się dosyć regularnie na przedłużeniu uskoków kierunku SE–NW i są zorientowane w tym samym kierunku (fig. 2). Na przykład dajka trachitu (oznaczonego na fig. 2 jako „A”) ma bieg około 125° i zaznacza się w morfologii terenu jako prostoliniowy grzbiet. Mimo znacznego wpływu czynnika erozyjnego, formy geologiczne wulkanitów dolnośląskich zachowują najczęściej wydłużenie zgodne z kierunkiem dyslokacji tektonicznej, wzdłuż której występowały ich erupcje. Zależności te stwierdził między innymi K. Birkenmajer (1974) w rejonie Graczy na Opolszczyźnie. Erupcje law trachito-

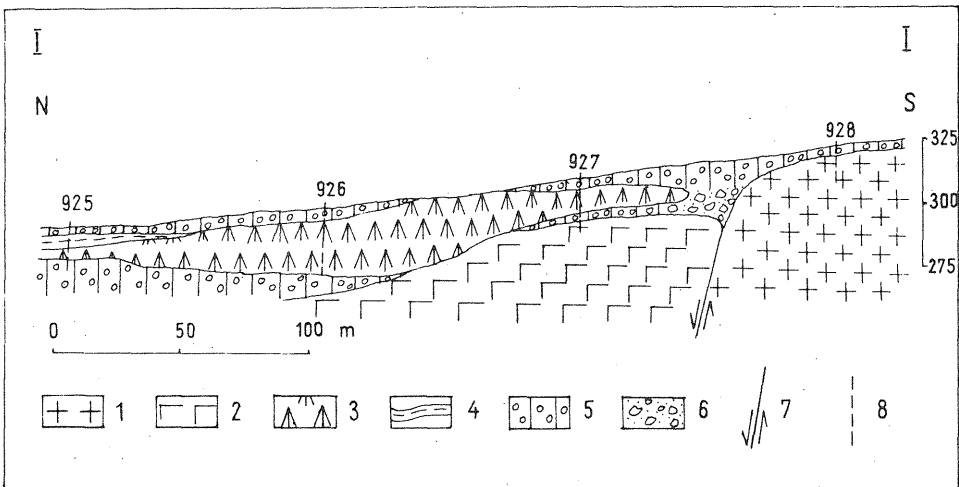


Fig. 5. Przekrój geologiczny przez strefę kontaktu krystalicznych skał proterozoiku z wulkanicznymi skałami trzeciorzędowymi

Geological cross-section through the contact zone of Proterozoic crystalline and Tertiary volcanic rocks

1 – granity i gnejsy proterozoiczne; 2 – bazalt oliwinowy; 3 – trachit; 4 – ility piaszczyste; 5 – gliny zwietrzelinowe; 6 – rumosze skał magmowych; 7 – uskoki; 8 – otwory wiertnicze

1 – Proterozoic granites and gneisses; 2 – olivine basalt; 3 – trachyte; 4 – sandy clays; 5 – weathering loams; 6 – debris of igneous rocks; 7 – faults; 8 – boreholes

wych z Opolna Zdroju zachodziły więc przypuszczalnie wzdłuż systemu uskoków „sudeckich”.

Brekcje piroklastyczne z okruchami kwarcu, skaleni, granitów oraz trachitów stwierdzono pod trachitowymi pokrywami lawowymi. W obrębie samych pokryw lawowych brekcyj takich nigdzie nie obserwowano. Można więc przypuszczać, że wypełnienie kominów wulkanicznych trachitem odbywało się w sposób spokojny i było poprzedzone fazą piroklastyczną.

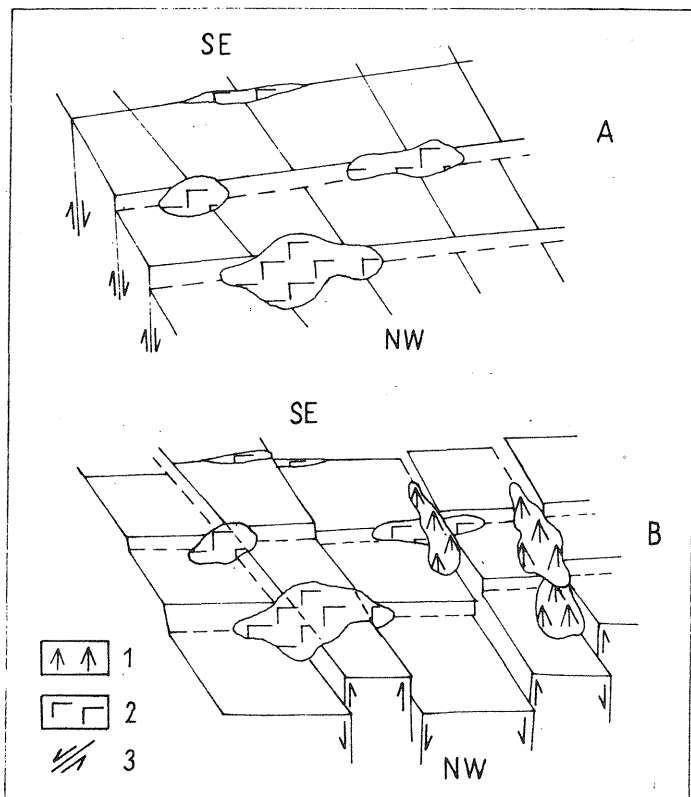


Fig. 6. Syntetyczny schemat dwufazowości trzeciorzędowych erupcji wulkanicznych
Synthetic sketch of two phases of Tertiary volcanic eruptions

1 – nefeliny oliwinowe oraz bazanity; 2 – trachity; 3 – uskoki
1 – olivine nephelinites and basanites; 2 – trachytes; 3 – faults

Lawy trachitowe leżą bezpośrednio na granitach i gnejsach, na klastycznych utworach zwietrzelinowych, na tufach wulkanicznych, bądź też niekiedy na czopach bazaltów oliwinowych. W tym ostatnim przypadku skały wulkaniczne są rozdzielone utworami typu regolitu. Nigdzie nie obserwowano ułożenia law bazaltów oliwinowych na lawach trachitowych. Utwory zwietrzelinowe, takie jak ility piaszczyste oraz liczne brekcje klastyczne z okruchami granitów oraz bazaltów, występują często pod trachitowymi pokrywami lawowymi, przy czym miąższość tych utworów wzrasta zgodnie z nachyleniem powierzchni morfologicznej (fig. 5). Erupcje law tworzących te pokrywy poprzedzał zatem okres, w którym poza skałami proterozoicznymi, procesom wietrzenia i denudacji podlegały także lawy bazaltów oliwinowych.

Iły zwietrzelinowe utworzone z przeobrażenia law alkalicznych występują głównie wśród przemytych utworów stożków nasypowych, wokół zrębu Jasnej Góry. Omówione na przykładzie fig. 4. ily węgliste fazy lipowej, które zostały zerodowane z rejonów wypiętrzonych, są spotykane w spągu zwietrzelin trachitowych, gdzie tworzą stromo nachylone warstewki z licznymi okruchami lignitu. Na obszarze częściowo zerodowanego zrębu tektonicznego ily węgliste z pokładem lignitu, o miąższości około pół metra, zachowały się jedynie pod małym fragmentem trachitowej pokrywy lawowej (fig. 2 B). Fakt ten pozwala sądzić, że wylewy tej lawy nastąpiły w czasie fazy erupcyjnej, która była młodsza od miocenu dolnego.

Z uwagi na podobną pozycję tektoniczną wszystkich wystąpień trachitów z rejonu Opolna Zdroju, powstanie tych skał należy wiązać z tą samą, podolnomioceniską fazą wulkanizmu trzeciorzędowego w zapadlisku żytańskim. Aktywność systemów uskoków „sudeckich”, z którymi erupcje law trachitowych były związane, zaznaczyła się prawdopodobnie dopiero po górnym miocenie. Skłania to do stwierdzenia, że trachity są przypuszczalnie wieku pliocenijskiego.

Problem wieku pozostałych, aczkolwiek bardzo nielicznych, wystąpień law trachitowych w rejonie zapadliska żytańskiego pozostaje nadal otwarty. Zarówno pierwsza jak i druga faza wulkanizmu na Pogórze Czeskim cechowała się erupcjami szeregu odmian skał wulkanicznych, łącznie z trachitami i fonolitami (J. Svoboda, 1966). Wydaje się jednak, że wulkanizm związany ze strefami uskoków sudeckich nie miał w zapadlisku żytańskim jedynie lokalnego znaczenia. Na przykład: pień fonolitu trachitowego w rejonie położonym około 5 km na SW od miejscowości Frydlant w Czechach występuje w strefie uskokowej o przebiegu SE–NW. Ze strefą tą związane są również wystąpienia nefelinitów oliwinowych (fig. 1).

Dwie fazy ruchów tektonicznych, z których jedna związana była z systemem uskoków „kruszcogórskich”, a druga z uskokami „sudeckimi”, w powiązaniu z dwoma okresami wulkanizmu trzeciorzędowego ustalają dwa zasadnicze etapy rozwoju tektonicznego południowo-wschodniej części zapadliska żytańskiego (fig. 6).

W nawiązaniu do wyróżnionych przez J. Vačla i J. Čadka (1962) oraz J. Bieniewskiego (1966) faz rozwoju zapadliska żytańskiego można stwierdzić, że etap pierwszy (fig. 6A) jest odpowiednikiem pierwszej, a być może i drugiej fazy, natomiast etap drugi (fig. 6B) wiąże się z pomioceniową, trzecią fazą tektoniczną.

*

Uwagi dotyczące charakteru ruchów tektonicznych w peryferycznej, południowo-wschodniej części zapadliska żytańskiego w ujęciu bardziej regionalnym posłużyły do sformułowania kilku wniosków co do trzeciorzędowych ruchów tektonicznych w całym zapadlisku.

W pierwszym etapie powstania zapadliska tektonicznego subsydencja podłoża była wynikiem naprężeń tensyjnych o kierunku prostopadłym do przebiegu „kruszcogórskich” stref uskokowych. Naprężeniom tym poddane były również wypiętrzone obecnie utwory nasunięcia lużyckiego. Wskazuje na to obecność licznych dajek bazaltowych, które wypełniają szczeliny tektoniczne o przebiegu SW–NE w obrębie piaskowców kredowych nasunięcia. Można sądzić, że początkowa faza rozwoju zapadliska nie była związana genetycznie ze strefą tektoniczną nasunięcia lużyckiego. Charakter ruchów tektonicznych etapu pierwszego wskazuje raczej na związek genetyczny omawianej struktury zapadliskowej ze strefą ryftową Gór Kruszcowych – Ohre. Subsydencja w tej strefie była efektem kilkakrotnie odnawianych uskoków kierunku „kruszcogórskiego”.

Po górnym miocenie w zapadlisku żytawskim wystąpiły ruchy tektoniczne, które były wynikiem odnowienia starszej strefy tektonicznej nasunięcia łużyckiego. Ruchy te miały charakter pionowych przemieszczeń blokowych, których amplituda w rejonie zapadliska nie przekraczała kilkudziesięciu metrów. Z tą fazą tektoniczną związane są również przejawy wulkanizmu pomioceńskiego. W tej fazie tektonicznej zaznaczył się także prawdopodobnie związek strukturalny zapadliska żytawskiego ze strefą wulkaniczno-tektoniczną łużycko-łabską.

W celu dokładnego prześledzenia kolejności erupcji wulkanicznych w omawianym zapadlisku tektonicznym konieczne wydaje się zbadanie wieku bezwzględnych poszczególnych wystąpień zasadowych skał wylewnych w tym rejonie.

*

Autor niniejszego artykułu pragnie przekazać wyrazy podziękowania Pani doc. dr hab. M. Ziębińskiej-Tworzydło za cenne informacje dotyczące oznaczeń palinologicznych, które zostały przez nią wykonane na podstawie próbek iłó węgłowych z rejonu miejscowości Jasna Góra i Opolno Zdrój.

Zakład Geologii Złóż Rud Metali
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 10 października 1979 r.

PIŚMIENNICTWO

- BEREZOWSKA B., BERZOWSKI Z. (1968) — Geology of the Zittau-Siekierczyn Subsiding zone. Biul. Inst. Geol., **222**, p. 7–41. Warszawa.
- BIENIEWSKI J. (1963) — Hipoteza genezy i zarys rozwoju polskiej części niecki żytawskiej. Węgiel Brunatny, nr 1. p. 4–7. Wrocław.
- BIENIEWSKI J. (1966) — Powstanie i rozwój węgla brunatnego w polskiej części niecki żytawskiej. Geol. Sudetica, **2**, p. 401–423. Warszawa.
- BIRKENMAJER K. (1967) — Bazalty dołnośląskie jako zabytki przyrody nieożywionej. Ochrona Przyrody, **32**, p. 225–276. Kraków.
- BIRKENMAJER K., JERZMAŃSKI J., NAIRN A.E.M. (1970) — Paleomagnetic studies of Polish rocks. IV. Cenozoic basalts of Lower-Silesia. Roczn. Pol. Tow. Geol., **40**, p. 31–61, nr 1. Kraków.
- BIRKENMAJER K. (1974) — Trzeciorzędowe wulkany Graczy na Dolnym Śląsku i ich założenia uskoku. Roczn. Pol. Tow. Geol., **44**, p. 557–575, nr 4. Kraków.
- DYJOR S. (1975) — Młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach i na bloku przedsudeckim. Materiały I-go Krajowego Sympozjum nt. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. **1**, p. 121–132. Warszawa.
- GRAHMANN R., EBERT H. (1937) — Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen. Blatt Hirschfelde. Preuss. Geol. Landesanst. Leipzig.
- HIBSCH J.E. (1926) — Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Böhmisches Mittelgebirges und der Unmittelbar Angrenzender Gebiete. Decin.
- KOPÉČKY A. (1972) — Hlavní rysy neotektoniky Československa. Sbornik Géol. Véd. R.A., **6**, p. 77–155. Praha.
- KOPÉČKY A. (1979) — Magmatism of the Ohre rift in the Bohemian Massif, its relationship to the deep fault tectonics and to the geologic evolution, and its ore mineralization. Czechoslovak

- Geology and Global Tectonics. p. 167–182. VEDA Bratislava.
- KUKLA J. (1957) — Fonolity czeskie i ich zastosowanie do wyrobu szkła. *Prz. Geol.*, **5**, p. 111–117, nr 3. Warszawa.
- KOZŁOWSKI S., WYDERKO-SKIBA M. (1966) — Wstępne badania fonolitów z Opolna Zdroju na Dolnym Śląsku. *Biul. Inst. Geol.*, **194**, p. 129–142. Warszawa.
- OBERC J. (1972) — Budowa Geologiczna Polski. Tom IV. Tektonika, cz. 2. Sudety i obszary przyległe. *Inst. Geol. Warszawa.*
- OBERC J., DYJOR S. (1968) — Młodotretyciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach. *Prz. Geol.*, **16**, p. 493–498, nr 11. Warszawa.
- ORŁOWSKI R. (1976) — Feldspar optics in the Trachyte of the Opolno Spa in SW-Poland. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. Terre.* **24**, nr 2. Varsovie.
- PENTLAKOWA Z., WOJNO T., SZARRAS S. (1951) — Badania bazaltów śląskich. *Arch. Inst. Geol. Wrocław.*
- RANIECKA-BOBROWSKA J. (1965) — Kilka uwag o wieku kopalnej flory z Osieczowa oraz węgla brunatnego z Turowa. *Prz. Geol.*, **13**, p. 469–470, nr 11. Warszawa.
- RYKA W. (1979) — Klasyfikacja i nazewnictwo skał magmowych. Warszawa.
- SVOBODA J. (1966) — Regional Geology of Czechoslovakia. Part I. The Bohemian Massif. Prague.
- VACL J., ČADEK J. (1962) — Geologická stavba hradecké části Žitavské panvě. *Sbor. Ústr. Úst. Géol.*, **27**, p. 331–383. Praha.

Марек ПАНАСЮК

О ТЕКТОНИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ТРЕТИЧНЫХ ВУЛКАНИТОВ НА ЮГО-ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ ЖИТАВСКОЙ ВПАДИНЫ

Резюме

Житавская впадина представляет собой третичный тектонический прогиб. Его формирование шло тремя тектоническими фазами. Житавский прогиб заполнен миоценовыми породами в формации бурого угля и обломочными кайнозойскими породами. На юго-восточном обрамлении прогиба, в районе Опольно Здроя, обнажаются третичные отложения базальтовой формации. Извержения вулканов в этом районе были связаны с двумя системами тектонических нарушений.

Вдоль старшей по возрасту системы нарушений ЮЗ—СВ простирания залегают вулканические лавы, обозначенные как оливиновые нифелиты и базаниты. Эти лавы изливались в олигоцене и миоцене. В то время вулканизм и опускание основания Житавского прогиба были следствием тектонических подвижек вдоль третичной рифтовой зоны Рудные горы — Оре.

Младшая система нарушений простирается в направлении ЮВ—СЗ. С ней связаны излияния трахитов и возможно оливиновых нефелитов. Излившаяся трахитовая лава в некоторых районах покрыла песчаные отложения с пропластками миоценовых углистых глин. Система нарушений ЮВ—СЗ ориентировки была весьма активна в плиоцене. Что происходило в результате обновления старшей тектонической зоны Лужицкого надвига. Трахитовые лавы в Опольно Здрое вероятно относятся к плиоцену. Тектонические подвижки вдоль системы нарушений, ориентированной в ЮВ—СЗ направлении, происходили во время последней плиоценовой фазы формирования Житавского прогиба.

Marek PANASIUK

**ON TECTONIC SETTING OF TERTIARY VOLCANIC ROCKS AT SOUTH-WESTERN
MARGIN OF THE ŻYTAWA BASIN**

S u m m a r y

The Żytawa Basin represents Tertiary tectonic depression formed in three tectonic phases. The Basin is infilled with Miocene brown-coal formation and clastic Cenozoic deposits. Rocks of Tertiary basalt formation crop out at south-eastern margin of the Basin, in the area of Opolno Zdrój. In that region, volcanic eruptions were related to two systems of tectonic discontinuity zones.

Along an older system of SW – NE oriented faults, there are found volcanic lavas described as olivine nephelinites and basanites. Eruptions of these lavas were taking place in the Oligocene and Early Miocene. The volcanic phenomena and accompanying subsidence of floor of the Żytawa Basin were related to tectonic movements along the Erzgebirge-Ohre rift zone at these times.

A younger system comprises SE – NW oriented faults. Eruptions of trachytes and, presumably, olivine nephelinites were related to that system. Subaerial flows of trachyte lavas have in places covered sandy deposits intercalated by Miocene coal clays. The system of SE – NW oriented faults was especially active in the Pliocene, in connection with reactivation of an old tectonic zone of the Lusatian overthrust. Trachyte lavas from Opolno Zdrój are presumably of the Pliocene age. Tectonic movements along the system of SE – NW oriented faults were related to the last, Pliocene phase in evolution of the Żytawa Basin.