

Jerzy ZNOSKO

## Tektonika środkowo-południowej Polski pozakarpackiej

Opisano przedemskie podłoże: w masywie Górnego Śląska (1) zbudowane z prekambryjskich zasadowych i kwaśnych plutonitów i wulkanitów, z gnejsów i metaskał; w strefie Lublińca – Zawiercia – Krakowa (2) zbudowane z prekambryjskich i kambro-sylurskich łusek skał osadowych i metaskał oraz z kwaśnych i zasadowych plutonitów i wulkanitów; w Nizinie Nidziańskiej i przedkarpackim zapadlisku (3), gdzie budują je prawie wyłącznie prekambryjskie metaskaly, z wulkanitami, oraz w Górach Świętokrzyskich (4), które zbudowane są głównie z kambro-sylurskich skał, wyłącznie osadowych, z zasadowymi wulkanitami. Strefa pierwsza reprezentuje masyw międzygórski, do którego przyrasta synklinorium Lublińca – Zawiercia – Krakowa. Strefę trzecią zinterpretowano jako geantyklinę przekształconą w orogenezie kaledońskiej w antyklinorium. Góry Świętokrzyskie reprezentują kaledońskie synklinorium wypiętrzone na przelomie karbonu – permu jako góry załomowe i odmłodzone orograficznie w epoce alpejskiej. Podłoże opisanych jednostek należy do Vistulicum obejmującego również podłoże przedemskie Kujaw, Wielkopolski i Pomorza Zachodniego.

### REGIONALIZACJA TEKTONICZNA POLSKI

Obszar Polski ma na tle tektoniki Europy pozycję zmienną. Przebiegają tu granice wielkich i różnych wiekowo regionów geologicznych, a mianowicie: platformy prewendijskiej Europy Wschodniej, platformy paleozoicznej Europy Środkowej i Zachodniej oraz orogenu alpejskiego Europy Południowej.

Do platformy prewendijskiej Europy Wschodniej należy północno-wschodnia część obszaru Polski. Południowo-zachodnią granicą tej platformy jest strefa tektoniczna Teisseyre'a-Tornquista (J. Znosko, 1969, 1977). Badania, które wykonano w ostatnich dziesięciu latach, umożliwiły dokładniejsze sprecyzowanie przebiegu tej strefy tektonicznej, określenie jej charakteru i genezy (A. Guterch, 1977; J. Znosko, 1979) oraz ustalenie roli, jaką ona spełnia oddzielając kraton Europy Wschodniej od reszty Europy Środkowej i Zachodniej.



Fig. 1. Regionalizacja tektoniczna Polski  
Tectonic subdivision of Poland

1 - Karpaty; 2 - karpackie zapadlisko przedgórskie; 3 - Sudety Wschodnie; 4 - Sudety Zachodnie i blok przed-sudecki; 5 - zapadlisko górnośląskie; 6 - zapadlisko południowosudeckie; 7 - zapadlisko północnosudeckie; 8 - Góry Świętokrzyskie; 9 - monoklina przedsudecka i śląsko-krakowska; 10 - niecka szczecińska, mogileńska i Niecka Nidziańska; 11 - wał środkowopolski; 12 - niecka brzeźna; 13 - obniżenie perybaltyckie; 14 - wyniesienie mazursko-augustowskie; 15 - obniżenie podlaskie; 16 - zrąb Sławatycze; 17 - obniżenie nadbuzzańskie; K - Kraków; L - Lubliniec; Z - Zawiercie; a - strefa głębokich rozłamów rozdzielających prekambryjskie i paleozoiczne podłoże (pod pokrywą osadową); b - opisywany obszar; c - sytuacja przekroju geologicznego; d - opisane części sfałdowanego podłoża kaledońskiej górotwórczości

1 - Carpathians; 2 - Carpathian Foredeep; 3 - Eastern Sudetes; 4 - Western Sudetes and Fore-Sudetic Block; 5 - Upper Silesian Foredeep; 6 - South-Sudetic Interior Deep; 7 - North-Sudetic Interior Deep; 8 - Holy Cross Mts; 9 - Fore-Sudetic and Silesian-Cracow Monoclines; 10 - Szczecin, Mogilno and Nida Troughs; 11 - Mid-Polish Swell; 12 - Marginal Trough; 13 - Peribaltic Depression; 14 - Mazury-Augustów Elevation; 15 - Podlasie Depression; 16 - Sławatycze Horst; 17 - Bug Depression; K - Cracow; L - Lubliniec; Z - Zawiercie; a - zone bordering the Pre-Cambrian and Paleozoic basements (under platform cover); b - described area; c - position of geological cross-section; d - described parts of folded Caledonian basement

Obszar Niżu Polskiego, zawarty między strefą tektoniczną Teisseyre'a-Tornquist a Sudetami na południowym-zachodzie oraz Karpatami na południu, należy do platformy paleozoicznej o podłożu kaledońsko-warwscyjskim. Trzeba jednak zauważyć, że część tego obszaru obejmująca podłoże Niecki Nidziańskiej i południową część Gór Świętokrzyskich jest przez W. Pożaryskiego (1974) włączona do platformy bajkałskiej. S. Bukowy (1974) Górny Śląsk i podłoże jego północno-wschodniego obrzeżenia zalicza do obszaru górotwórczości warwscyjskiej.

Górotwory paleozoiczne odsłonięte są w Polsce jedynie w Sudetach i w Górach Świętokrzyskich. Są one głęboko spenepienizowane, ale na skutek trzeciorzędowych ruchów tektonicznych mają odmłodzony relief. Kompleksy górotwórczości kaledońskiej ujawniają się spod pokrywy osadowej jedynie w Górach Świętokrzyskich, które reprezentują fragment pasma zewnętrznego, nie zregenerowanego w późniejszych epokach tektonicznych. Kompleksy górotwórczości warwscyjskiej odsłaniają się w Sudetach Zachodnich i Wschodnich. Reprezentują one dwa pasma fałdowe, które zrastają się ze sobą na północno-wschodnim narożu masywu międzygórskiego Gór Sowich. Sudety Zachodnie i wewnętrzna, tj. zachodnia część Sudetów Wschodnich, należą do internidów (metamorfidów) warwscyjskich, natomiast przeważająca część Sudetów Wschodnich, rozwinięta jako pasmo fliszowe (kulmowe), do warwscyjskich eksternidów. Zapadlisko Górnego Śląska jest warwscyjskim rowem przedgórskim w stosunku do łuku morawsko-sudeckiego i łuku prakarpacko-dobruzdzieckiego, na który później nałożony został górotwór karpacki. Oba łuki warwscyjskie zrastają się ze sobą na obszarze Moraw. Zapadlisko Górnego Śląska rozwinięte jest na głęboko pograżonym masywie cieszyńskim (S. Bukowy, 1964), który już podczas orogenezy kaledońskiej spełniał rolę masywu śródgórskiego.

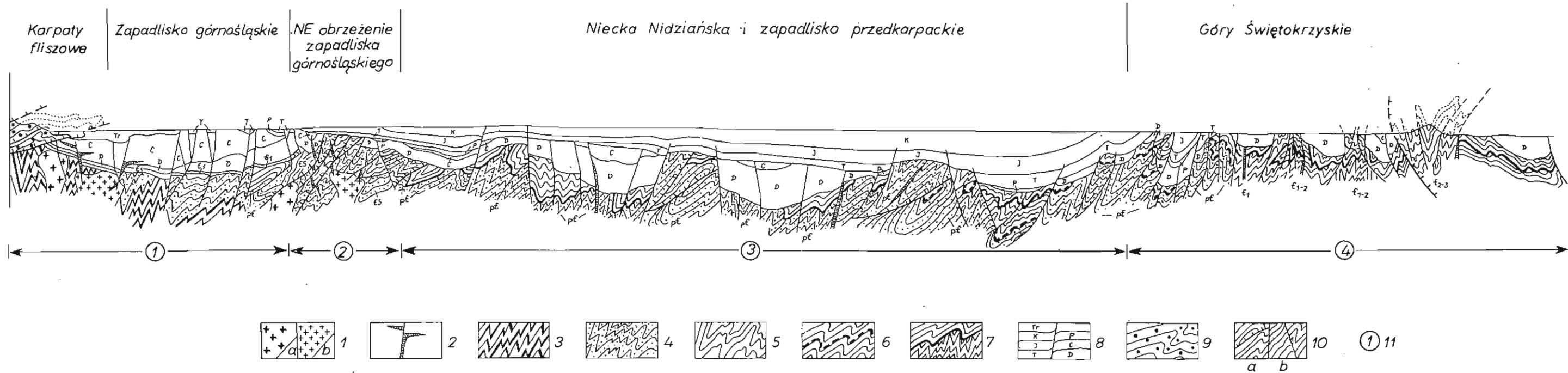


Fig. 2. Przekrój geologiczny między Karpatami (WSW) i Górami Świętokrzyskimi (ENE), skonstruowany na podstawie poszczególnych interpretacji J. Znoski, Z. Kowalczewskiego, H. Jurkiewicza oraz według mapy geologicznej J. Czarnockiego, ark. Kielce, 1:100 000 i 1:300 000, wersje odkryte

Geological cross-section between Carpathians (WSW) and Holy Cross Mts (ENE) based on the partial interpretations of J. Znosko, Z. Kowalczewski and H. Jurkiewicz and after the geological maps 1:100 000 and 1:300 000, sheet Kielce by J. Czarnocki

1 - skały plutoniczne: a - zasadowe, b - kwaśne; 2 - skały wulkaniczne (diabazy, porfiry, lamprofiry); 3 - gnejsy (prekambryjskie pЄ); 4 - metaskaly (prekambryjskie - pЄ, staropaleozoiczne - ЄS); 5 - skały osadowe (prekambryjskie - pЄ, staropaleozoiczne - ЄS); 6 - skały bazalne kambriu (linia gruba, przerywana); 7 - skały bazalne kompleksu ordowicko-sylurskiego (linia gruba, ciągła) - arenig; 8 - skały pokrywy osadowej: D - dewon, C - karbon, P - perm, T - trias, J - jura, K - kreda, Tr - trzeciorzęd i czwartorzęd; 9 - płaszczowiny fliszu Karpat; 10: a - nasunięcia, b - uskoki; 11 - opisane części sfałdowanego podłoża

1 - plutonic rocks: a - basic, b - acid; 2 - volcanic rocks (diabases, porphyries, lamprophyries); 3 - gneisses (Precambrian - pЄ); 4 - metarocks (Precambrian - pЄ, Old Paleozoic - ЄS); 5 - sedimentary rocks (Precambrian - pЄ, Old Paleozoic - ЄS); 6 - basal rocks of Cambrian (thick broken line); 7 - basal rocks of Arenigian (thick uninterrupted line); 8 - rocks of sedimentary cover: D - Devonian, C - Carboniferous, P - Permian, T - Triassic, J - Jurassic, K - Cretaceous, Tr - Tertiary and Quaternary; 9 - Carpathian Flysch nappes; 10: a - overthrusts, b - faults; 11 - described parts of folded basement: ① - Upper Silesian Foredeep (Upper Silesian massif); ② - NE border of Upper Silesian Foredeep (Lubliniec-Zawiercie-Cracow zone); ③ - Nida trough and Carpathian Foredeep; ④ - Holy Cross Mts

Karpaty na obszarze Polski reprezentowane są w głównej mierze przez pasmo fliszowe (Karpaty zewnętrzne), które oddziela od Tatr – należących już do Karpat wewnętrznych – pieniński pas skałkowy.

Analiza tektoniczna przedstawiona w niniejszym artykule dotyczy podłoża Górnego Śląska (1) i jego północno-wschodniego obrzeżenia (2), podłoża Niecki Nidziańskiej i zapadliska przedkarpackiego (3) oraz przedemskich kompleksów skalnych Gór Świętokrzyskich (4).

Interpretację sfałdowanego podłoża środkowo-południowej Polski i konstrukcję przekroju geologicznego oparto na licznych wierceniach i danych sejsmicznych. W zapadlisku górnośląskim prekambryjskie podłoże krystaliczne osiągnęło 11 otworów. W północno-wschodnim jego obrzeżeniu podłoże paleozoiczne nawierconów ponad 2000 otworów, z czego 100 przebiło lub nawierciło skały plutoniczne lub wulkaniczne. Budowę geologiczną Niecki Nidziańskiej zinterpretowano na podstawie 13 wierceń, które osiągnęły metaskaly prekambriu lub sfałdowane utwory kambro-sylurskie. Interpretację strukturalną Gór Świętokrzyskich przedstawiono głównie na podstawie map geologicznych J. Czarnockiego, ark. Kielce w skali 1:100 000 i 1:300 000 w wersjach odkrytych (fig. 1).

#### PODŁOŻE GÓRNEGO ŚLĄSKA (1)

Fundament krystaliczny Górnego Śląska, na którym leżą skały pokrywy osadowej kambriu dolnego (i syluru?), dewonu i karbonu, w tym produktywnego, fragmentarycznie triasu, wreszcie miocenu, a w strefie południowej również nasuniętego fliszu karpackiego, zbudowany jest ze skał magmowych i metamorficznych. Według S. Bukowego (1964) tworzą one tzw. krę cieszyńską (górniośląską) prekambryjskiego podłoża, która w epoce kaledońskiej stanowiła masyw śródgeosynkinalny, a następnie śródgórski (J. Znosko, 1974). Na masywie tym rozwinęło się w epoce waryscyjskiej zapadlisko przedgórskie uformowane w rozwidleniu zrastających się gałęzi waryscyjskich łańcuchów górskich, tj. morawsko-śląskiego i prakarpackiego.

Na podstawie dotychczasowego rozpoznania (A. Kotas, 1972; W. Heflik, K. Konior, 1972, 1974; K. Konior, 1974; A. Ślęczka, 1976) skały magmowe reprezentowane są przez gabra diallagowo-oliwinowe, granitoidy metasomatyczne i metamorficzne oraz amfibolity i cieszynity. Na urozmaiconą suitę skał metamorficznych, które stanowią osłonę masywów skał głębinowych, składają się gnejsy granitoidowe, hornfelsowe, tonalitowe (plagiogranitognejsy), dwumikowe i muskowitzowe. Towarzyszą im produkty płytszych stref metamorfizmu, wyrażone różnymi skałami klastycznymi, które przeszły w metapelity, metaaleuryty, metaszarogłazy i metaarkozy, wreszcie meta- i ortokonglomeraty. Najpospolitsze są łupki dwumikowe, kwarcowo-muskowitzowo-serycytowe, kwarcowo-mikowo-chlorytowe, kwarcowo-skalenioowe i kwarcowo-skalenioowo-mikowe, niekiedy grafitowe, kwarcowo-biotytowo-chlorytowe z granatami, wreszcie epidotowe i granatowe.

Występowanie blisko siebie tej zróżnicowanej suity skał – łupków metamorficznych, gnejsów, amfibolitów, skał gabrowych oraz granitoidowych – wskazuje na mozaikowy obraz petrograficzny podłoża i poligeniczny sposób ich powstania.

#### PODŁOŻE PÓLNOCNO-WSCHODNIEGO OBRZEŻENIA GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAPADLIKA (2)

Najbardziej skomplikowane stosunki tektoniczne stwierdzono w podłożu północno-wschodniego obrzeżenia zapadliska górnośląskiego, ale dzięki bardzo liczny m wierceniom są one najlepiej poznane.

Za najstarsze uważa się tam metaargility i metapelity kwarcowo-chlorytowo-serycytowe, szare, zielonobrunatne, niekiedy czerwone, naprzemianlegle warstwowane z budinami czerwonych rogowców, keratofirów i nieokreślonych skał z sekwencji ofiolitowej, intensywnie i dysharmonijnie sfałdowane, a miejscami skatakazowane (C. Harańczyk i in., 1980). Do najstarszego kompleksu F. Ekiert (1971) zalicza również łupki chlorytowe i kwarcowo-chlorytowe, a także fylity z warstwami kwarcytów. Skały te są również stromo sfałdowane i wykazują podwójny kłiważ, przybierając pokrój łupków dachówkowych. Miąższość tych utworów nie jest znana. Na podstawie podobieństwa do skał budujących podłoże zapadliska przedkarpacciego uznano je za prekambryjskie (F. Ekiert, 1971).

Na tych skałach leżą niezgodnie szare i zielone metaargility z wkładkami meta- i ortokonglomeratów oraz kwarcytów, piaskowców arkozowych i szarogłazowych, a następnie gruby kompleks metaargilitów o charakterze fylitów czarnych i zielonych przechodzących ku górze w łupki szarozielone, metaargility i metaaleuryty o pokroju dachówkowym z wkładkami metaarkoz. Miąższość tych utworów C. Harańczyk i in. (1980) oceniają na około 1000 m i zaliczają je do kambru na podstawie akrytarch, a F. Ekiert (1971), na podstawie lingulell i szczątków rakowatych.

Wyżej z niezgodnością kątową leży kompleks skał ordowickich, który budują wielokrotnie powtarzające się łupki biotytowe, serycytowo-biotytowe, biotytowo-kwarcowe, biotytowo-serycytowo-albitowe, kwarcowo-skaleniove i serycytowo-chlorytowe. Utwory te często przechodzą w kataklazyty, ponadto zawierają wkładki marmurów i wapieni pelitycznych, zsylikowanych z fosforytami, oraz metaarkoz. Miąższość tego kompleksu nie jest znana. Z fragmentarycznych danych wiadomo, że przekracza ona 250 m (K. Piekarski, A. Siewniak-Witruk, 1978), ale F. Ekiert (1971) podkreśla, iż jest to miąższość tektonicznie zredukowana.

Na skałach ordowickich leży prawdopodobnie zgodnie kompleks skał sylurskich. Landower i wenlok stanowią według F. Ekierta (1971) oraz K. Piekarskiego i in. (1980) łupki kwarcowo-skaleniove i biotytowo-serycytowo-chlorytowe oraz ich kataklazyty, zawierające wkładki metaszarogłazów i lidytów. Ku górze zmieniają się one w łupki ilaste z wkładkami czarnych mułowców. Kompleks ten o grubości 150–250 m przechodzi w sposób ciągły w utwory ludlowu dolnego, rozwiniętego jako mułowce ciemnoszare i łupki ilaste, ciemnozielone oraz czarne z wkładkami drobnoziarnistych piaskowców arkozowych. Miąższość skał ludlowu dolnego ocenia się na 300–400 m.

Na utworach ilasto-mułowcowych ludlowu dolnego leży z dużą niezgodnością tektoniczną, wywołaną przez fazę krakowską, kompleks skał ludlowu górnego, który tworzą szarogłazy zielone, drobnoziarniste, a wyżej iłowce pstre oraz osady ilasto-zlepieńcowate o charakterze polimiktycznym i oligomiktycznym. W pakiecie ilasto-zlepieńcowym występują otoczaki i okruchy szarogłazów, piaskowców chlorytowych, kwarcytów zlewnych, łupków ilastych, melafirów, porfirów oraz wapieni białych i czerwonych. Profil ten kończą szarogłazy i piaskowce arkozowe oraz iłowce pstre. Miąższość utworów ludlowu górnego oszacowano na wiele setek metrów. Na różnych ogniwach opisanych utworów niezgodnie leżą piaskowce białe i wiśniowe z laminkami jasnozielonego iłowca zaliczane do górnego emsu i rozpoczynające pokrywę platformową.

Skały podłoża są bardzo intensywnie sfałdowane, złupkowacone, a niekiedy skłiważowane i zlustrowane. Biorąc pod uwagę wzajemny stosunek kompleksów skalnych oraz ich rozwój facjalny należy się liczyć z co najmniej 4 fazami fałdowań. Doprowadziły one do bardzo wielkiej kompresji osadów geosynkliny kaledońskiej, ponieważ zbliżyły do siebie i nasunęły na siebie, a następnie przełałdowały wspólnie

i złuszkowały kompleksy skał tego samego wieku, ale różnych stref sedymentacyjnych. Świadczą o tym profile wierceń, w których przebito wielokrotnie różnej miąższości łuski kompleksów skał osadowych i metamorficznych. Pogląd ten został ostatnio dodatkowo potwierdzony przez znalezienie w tzw. warstwach z Kotowic — charakteryzujących się podwójnym złupkowaceniem i zaliczanych przez niektórych badaczy do prekambru — graptolitów, które wskazują na środkowoludłowski wiek tych skał (K. Piekarski, B. Szymański, 1982).

#### KORRELACJA ZDARZEŃ MAGMOWYCH

W północno-wschodnim obrzeżeniu zapadliska górnośląskiego zaznaczają się dwa etapy magmatyzmu stwierdzone w ponad 100 otworach (C. Harańczyk i in., 1980). Magmatyzm kaledoński (przedemski) reprezentowany jest przez gabra augitowe, gabro-diabazy, monzonity kwarcowe, granodioryty i mikrogranity, a także przez subsekwentne diabazy i porfiry kwarcowe starszej generacji, silnie zalbityzowane, schlorytyzowane i skalcytyzowane, skutkiem czego przekształcone w albitofiry kwarcowe i spility (T. Wieser, 1957; S. Bukowy, S. Cebulak, 1964; F. Ekiert, 1971; C. Harańczyk i in., 1980). Magmatyzm podewoński a przedgórnopermski wyrażony jest posttektonicznym i finalnym wulkanizmem, na który składają się andezyty, porfiry dacytowe i ryodocyty, a także diabazy, melafiry, porfiry kwarcowe, ryolity i lamprofiry. Produkty wulkaniczne młodszej generacji magmowej należałoby rozumieć jako wyraz waryscyjskiej aktywizacji tektonicznej, a w szczególności jako efekt waryscyjskiego regionalnego przegrzania termicznego.

#### PODŁOŻE ZAPADLISKA PRZEDKARPACKIEGO I NIECKI NIDZIAŃSKIEJ (3)

Podłoże zapadliska przedkarpackiego i przyległej od północnego zachodu i zachodu Niecki Nidziańskiej budują skały najmłodszego prekambru i starszego paleozoiku. Pokrywę osadową rozpoczynają skały emsu w facji oldredu, miejscami dopiero dewonu środkowego, a czasami jeszcze młodsze — karbonu, triasu lub jury, a nawet miocenu (F. Ekiert, 1971; H. Jurkiewicz, 1975; P. Karnkowski, E. Głowacki, 1961).

Podłoże platformy paleozoicznej ujawnia co najmniej dwa piętra strukturalne: młodoprekambryjskie i ordowicko-sylurskie lub kambro-sylurskie. Jeszcze ciągle niedostateczna stratygrafia skał podłoża nakazuje suponować, że stosunki strukturalne są tu bardziej skomplikowane i że pięter strukturalnych jest co najmniej cztery, o ile nie więcej, jeśli się uwzględni płaszczowinowy i skibowy charakter tektoniki tych jednostek. Ten styl strukturalny wyraża się szczególnie ostro w podłożu północno-wschodniego obrzeżenia górnośląskiego zapadliska.

Miąższość skał najmłodszego prekambru podłoża zapadliska przedkarpackiego i Niecki Nidziańskiej jest oceniana od 1000 do 8000 m (Z. Kowalczewski, 1981; A. Tokarski, 1962). Bardzo intensywne ich sfaldowanie, powszechnie obserwowane izoklinalne fałdy stojące stwierdzone na obszarze około 10 000 km<sup>2</sup> świadczą albo rzeczywiście o bardzo dużych miąższościach pierwotnych, albo też o wielkiej kompresji kompleksów skalnych w przekroju poprzecznym, co mogło doprowadzić do ogromnych miąższości pozornych. Wydaje się jednak, że należy się tu liczyć z miąższościami pierwotnymi 3000—4000 m.

\*

Podłoże zapadliska przedkarpackiego na obszarze ponad 5000 km<sup>2</sup> budują dwa typy skał najmłodszego prekambru, które rozpoznano wierceniami, ale nie ustalono ich sekwencji. Najpowszechniej występują metaargility i metaaleuryty

kwarcowo-serycytowo-chlorytowe, pstre, laminowane, szare i szarozielone głównie na południu zapadliska (typ pierwszy), plamiste i wiśniowe głównie na północy zapadliska (typ drugi). Jako wkładki pojawiają się kwarcyty i piaskowce kwarcytowe, głównie szarozielone (E. Głowacki i in., 1963).

Skały najmłodszego prekambriu są lepiej poznane w podłożu Niecki Nidziańskiej, gdzie H. Jurkiewicz (1975) i Z. Kowalczewski (1981) ustalili ich następstwo nie stwierdzając ani spągu tego kompleksu, ani też jego podłoża; wyróżniając 5 kompleksów skalnych zaliczyli je do wendu. Najniższy kompleks to zlepieńce i żwirowce oraz piaskowce i mułowce polimiktyczne o spoiwie kwarcowo-chlorytowo-krzemionkowo-żelazistym. Nie wyklucza się, że są to tillity (Z. Kowalczewski, 1981). Na nich leżą metaargility i metaaleuryty laminowane, wiśniowo-zielone, przechodzące ku górze w metaszarogłazy i metaarkozy z wkładkami tufitów dacytowych i andezytowych. Następny kompleks tworzą metaargility i metaaleuryty plamiste, zielone i fioletowe. Po nich ponownie następują polimiktyczne metaarkozy i metaszarogłazy z wkładkami zlepieńców, zawierających czerwone skałenie potasowe, i z wkładkami również szarogłazowo-arkozowych piaskowców oraz metaaleurytów i metaargilitów. Najmłodsze ogniwo reprezentują łupki ilaste i mułowcowe, zielonoszare i wiśniowe, niekiedy czarne, ze sporadycznymi wkładkami piaskowców. Wyższa część tego najmłodszego ogniwa w pobliżu trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich może należeć już do kambriu subholmiowego.

Wszystkie opisane zespoły skalne są intensywnie sfałdowane (upady od 40 do 80°), spękane i użyłone kwarcem, chlorytem oraz węglanami.

Utwory kambriu o nieokreślonej miąższości i niesprecyzowanym bliżej wieku stwierdzono jedynie w północno-wschodniej strefie zapadliska przedkarpackiego, gdzie stanowią przedłużenie skał tego wieku Gór Świętokrzyskich i być może na S od Gór Świętokrzyskich (W. Pożaryski i in., 1981). Są to głównie łupki ilaste i mułowcowe, ciemnoszare oraz kwarcyty i piaskowce częściowo skwarcytyzowane, zlewne, białe i szare, a niekiedy cienkie warstwy zlepieńców intraformacyjnych (P. Karnkowski, E. Głowacki, 1961).

Skał kambriu i tremadoku w podłożu Niecki Nidziańskiej i zapadliska przedkarpackiego (z wyjątkiem jego północno-wschodniej strefy) dotychczas nie rozpoznano, jednakże brak tych osadów można uznać za wtórny. Stwierdzono natomiast, że na różnych ogniwach intensywnie sfałdowanego wendu (a także kambriu w północno-wschodniej strefie zapadliska) leżą z dużą niezgodnością utwory ordowiku jako niewielkie, zachowane od erozji płyty. Są to rozpoczynające się zlepieńcem piaskowce glaukonitowe z przewarstwieniami szarych iłowców i łupków ilastych oraz wapienie zrostkowe i detrytyczne z oolitami, niekiedy zastąpione iłowcami wapnistymi. Profile odznaczają się licznymi łukami stratygraficznymi i erozyjnymi, a także tektonicznymi, na co wskazuje zlustrowanie skał, jednakże regionalnie stwierdzono wszystkie piętra ordowiku. Miąższość tych utworów w pełnym rozwoju waha się od 120 do 200 m przy upadach do 20–30° (H. Tomczyk, 1963).

W ciągłości strukturalnej, ale na ogół z luką stratygraficzną lub erozyjną różnego rozmiaru, kompleks staropaleozoiczny uzupełniają utwory syluru, wykształcone z reguły w facji ilastej. Są to łupki ilaste i mułowcowe, szarozielone, niekiedy czarne z litytami i wkładkami wapieni. Utwory te wykazują upad 15–20°, a lokalnie nawet 70–80°, i są z reguły mocno zlustrowane, a złupkowacenie jest niekiedy skośne do pierwotnej laminacji. W kompleksie sylurskim stwierdza się również luki erozyjno-sedymentacyjne i zapewne tektoniczne, ale regionalnie występują wszystkie jego piętra aż po siedlce i podlasie włącznie – szczególnie w północno-wschodniej strefie zapadliska przedkarpackiego, gdzie pierwotna miąższość tych utworów powinna by wynosić 600–700 m (H. Tomczyk, 1963). W podłożu Niecki

Nidziańskiej sylur kończą mułowce szarogłazowe o miąższości około 30 m, na których leżą niezgodnie utwory emsu w facji oldredu rozpoczynające pokrywę osadową (H. Jurkiewicz, 1975).

W skałach prekambriu podłoża Niecki Nidziańskiej zanotowane zostały również lamprofiry (J. Kicuła, T. Wieser, 1970), które są zapewne, jak to wynika z rozważań W. Ryki (1974), i równowiekowe, i komagmatyczne skałom wulkanicznym Gór Świętokrzyskich i północno-wschodniego obrzeżenia górnośląskiego zapadliska.

#### GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE (4)

Trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich budują kompleksy kaledońskie oraz rozwinięta na znacznym ich obszarze pokrywa dewońsko-karbońska; tak wykształcony jako całość wyłania się spod pokrywy mezozoicznej jako okno erozyjne.

Trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich dzieli się na dwie główne jednostki tektoniczne: łysogórską na północy i kielecką na południu, różniące się charakterem etapów rozwojowych i głębokością ścicia erozyjnego. Jednostki te kontaktują ze sobą wzdłuż nasunięcia łysogórskiego.

Góry Świętokrzyskie uformowały się w wyniku trzech zasadniczych makrocykli rozwojowych. Cykl najstarszy, wendyjsko-sylurski wykazuje cechy rozwoju miogeosynklinalno-orogenicznego i dzieli się na diastroficzne fazy rozwojowe typowe dla brzeżnych rowów systemów geosynklinalnych. Środkowy cykl – dewońsko-karboński rozpoczyna rozwój pokrywy osadowej i stanowi etap przejściowy o wyraźnych jeszcze, choć już słabszych, cechach labilności obszaru i plastyczności odkształceń tektonicznych. Najmłodszy cykl – permo-mezozoiczny (kenozoiczny) kontynuuje rozwój pokrywy osadowej w typowych warunkach platformowych. Góry Świętokrzyskie były dźwigane kilkakrotnie, a ostatecznie jako horst zostały wyniesione w trzeciorzędzie.

Skały najwyższego prekambriu – wendu wyłaniają się spod pokrywy jury i triasu jedynie w obrębie niewielkiego, wąskiego zrębu na południe od odsoniętego trzonu paleozoicznego. Jest to tylko drobny fragment zapewne bardzo grubego kompleksu klastycznego. Są to mułowce i łowce szarozielone, zlepierce polimiktyczne, mułowce i piaskowce szarogłazowe z wkładkami zlepieńców polimiktycznych, zawierających duże, do 1 cm średnicy, czerwone skalenie potasowe. Skały te są mocno zdiagenezowane, a nawet wykazują wyraźne oznaki anchimetamorfizmu (P. Filonowicz, 1969; Z. Kowalczewski, 1981).

Kambry Gór Świętokrzyskich reprezentują skały pelitowo-psamitowe, głównie łowce i mułowce z piaskowcami arkozowo-szarogłazowymi oraz kwarcyty (S. Orłowski, 1981; H. Żakowa, L. Jagielska, 1970). Tylko w Łysogórach przechodzą one w sposób ciągły w łowce dictyonemowe tremadoku (E. Tomczykowa, 1968).

Miąższość wendu i kambriu wraz z tremadokiem, które tworzą sandomierskie piętro strukturalne, szacowana jest na 2300–3700 m, z czego na wend przypada 1000–1500 m, a na kambry z tremadokiem 800–2200 m, a według S. Orłowskiego (1981) nawet 3000–3200 m.

Gwałtowna choć krótkotrwała działalność fazy sandomierskiej przebudowała strukturalnie geosynklinę staropaleozoiczną. W wyniku tej fazy zaznaczyły się strefy wyniesione – jedna – geantyklinalna na południu (dzisiejsze podłoże zapadliska przedkarpackiego i Niecki Nidziańskiej), gdzie na łupkach ryfeju – wendu z dużą niezgodnością kątową leżą skały glaukonitowe arenigu, oraz druga – synklinalna w regionie kieleckim, gdzie na różnych skałach wendu, kambriu dolnego i środkowego leży z dużą niezgodnością również glaukonitowy arenig. Ponieważ



erozja spowodowana fazą sandomierską zatrzymała się w jednostce kieleckiej na osadach kambru dolnego lub środkowego, a w podłożu Niecki Nidziańskiej i zapadliska przedkarpackiego na skałach wendu i ryfeju, można — na podstawie rozważań paleotektonicznych i paleosedymentacyjnych — wyrazić przypuszczenie, że brak ogniów kambru i tremadoku w tych jednostkach jest natury wtórnej. Przesłanki paleogeograficzne umożliwiają pogląd, że ogniwa te, choćby o zmniejszonej miąższości, powinny się były tu osadzić. Inaczej trudno było by wytłumaczyć paleogeograficznie w Łysogórach charakter sedymentacyjny kambru górnego, a szczególnie tremadoku.

Następne piętro strukturalne — młodokaledońskie — budują skały arenigu — ludlowu w jednostce kieleckiej i arenigu (lub landeila) — żedynu w jednostce łysogórskiej. Wykształcenie ordowiku wskazuje na zróżnicowaną facjalnie i miąższościowo sedymentację, która w znacznej części jest wulkanogeniczna. W rezultacie ruchów fazy sandomierskiej dno zbiornika było bardzo urozmaicone, a sedymentacji klastycznej lub węglanowej towarzyszył wulkanizm ryolitowy (R. Chlebowski, 1971; J. Znosko, R. Chlebowski, 1976). Miąższość utworów ordowiku w jednostce kieleckiej wynosi około 130–140 m, a w jednostce łysogórskiej około 320 m (W. Bednarczyk, 1981).

Landower — ludlow dolny rozwinięty jest jednolicie jako ilasto-krzemionkowe łupki graptolitowe osiągające do 360 m miąższości (H. Tomczyk, 1962). Ludlow górny i postludlow wyrażony jest fliszowymi, synorogenicznymi szarogłazami i arkozami oraz łupkami i mułowcami, które według H. Tomczyka (1962) osiągają w jednostce kieleckiej do 500 m, a w jednostce łysogórskiej do 2000 m miąższości.

Szarogłazy i arkozy, mułowce oraz łupki fliszowe zawierają materiał tufogeniczny oraz wkładki zlepieńców polimiktycznych, zbudowanych wyłącznie z otoczków skał głębinowych, wylewnych i metamorficznych (K. Łydka i in., 1963). Obserwacje sedymentologiczne dokonane w szarogłazach, arkozach i zlepieńcach wskazują na to, że ich obszar alimentacyjny znajdował się na południe od Gór Świętokrzyskich, był zbudowany ze skał krystalicznych i podczas sedymentacji synorogenicznej podlegał erozji. Prądy zawieszinowe miały kierunek z północnego zachodu ku południowemu wschodowi, zgodnie z I wariantem interpretacji K. Jaworowskiego (1971, fig. 4). Potwierdza to hipotezę o źródle materiału do sedymentacji skał górnego ludlowu i postludlowu na Niżu Polskim (J. Znosko, 1962).

Między łupkami graptolitowymi ludlowu dolnego a szarogłazami i arkozami ludlowu górnego występują sille diabazów przedeńskich, którym towarzyszą lamprofiry (J. Czarnocki, 1939, 1957; Z. Kowalczewski, 1971, 1974; Z. Kowalczewski, R. Lisik, 1974). Synorogeniczna sedymentacja fliszowa oraz działalność wulkaniczna związane są z ruchami fazy krakowskiej (K. Łydka i in., 1963).

W żedynie i żigienie dolnym trwa w Łysogórach sedymentacja brakiczna mułowców i piaskowców, które osiągają 100–300 m miąższości, podczas gdy region kielecki, wraz z przyległym do niego na południu obszarem podłoża zapadliska przedkarpackiego oraz na południowym zachodzie podłożem Niecki Nidziańskiej, uległ po ludlowie górnym a przed emsem, w ardeńskiej i eryjskiej fazie młodokaledońskiej, ponownemu sfałdowaniu i wypiętrzeniu oraz poddany został silnej erozji. Sfałdowanie i spłaszczowanie (?) jednostki kieleckiej było bardzo intensywne. Świadczą o tym nie tylko mocno przełałdowane skały wendu i kambro-syluru, ale również odklute łuski skał ordowickich i sylurskich zaklinowane niezgodnie w osadach kambru.

## INTERPRETACJA TEKTONICZNA

Zestawiając na przekroju geologicznym (fig. 2) między Górami Świętokrzyskimi a Górnym Śląskiem dotychczasowe informacje o stratygrafii i petrografii skał budujących podłoże przedemskie, można dojść do uogólnień, które mają wymowę paleotektoniczną, paleogeograficzną i strukturalną.

Góry Świętokrzyskie (4) zbudowane są prawie wyłącznie ze skał osadowych kambro-syluru. W podłożu zapadliska przedkarpackiego i Niecki Nidziańskiej (3) występują przede wszystkim metapelity i metapsamity prekambru, a podrzędnie płaty skał ordowiku i syluru oraz niewykluczone, że i skały kambru (W. Pożaryski i in., 1981). Oznaki wstępnego metamorfizmu skał nasilają się ku południowemu zachodowi tak dalece, że w strefie spojenia podłoża Niecki Nidziańskiej z masywem Górnego Śląska, tj. w strefie Lublińca – Zawiercia – Krakowa (2) mamy już do czynienia z prekambryjskimi i kambro-sylurskimi skałami osadowymi, wulkanicznymi i metamorficznymi facji zieleńcowej (W. Ryka, 1973). Następny segment tektoniczny to blok Górnego Śląska (1), którego podłoże zbudowane jest ze skał głębinowych, wylewnych i metamorficznych płytkiej i średniej strefy metamorfizmu. Przykryte są one terygenicznym kambrem dolnym (S. Orłowski, 1975), który determinuje wiek skał i ich metamorfizm (J. Znosko, 1974, Add. pag. 38).

W rozmieszczeniu skał prekambryjskich i kambro-sylurskich ujawniają się zatem cztery strefy, które odwzorowują paleotektoniczny i paleogeograficzny układ geosynkliny kaledońskiej. Strefa zewnętrzna (4), w której znajdują się Góry Świętokrzyskie, to rów brzeżny systemu geosynklinalnego. Z niego wyłoniły się eksternidy kaledońskie. Strefy następne (3 i 2), które budują skały osadowe i metamorficzne, reprezentują kory wewnętrzne i rozdzielające je geantykliny. Z nich wyłoniły się internidy kaledońskie. Są one w rezultacie ogromnej kompresji poziomej bardzo skrócone w przekroju poprzecznym, co ujawnia się w profilach wierceń we współwystępowaniu łusek skał osadowych, wulkanicznych i metamorficznych tego samego wieku. Pierwotnie musiały się one tworzyć w odrębnych i odległych od siebie rowach geosynklinalnych. Dodatkowym potwierdzeniem takiego poglądu jest rozwój facjalny skał dolnego kambru w Górach Świętokrzyskich i na masywie krystalicznym Górnego Śląska. Jest on tak dalece różny, że przez długi czas osady kambru dolnego na krystalniku Górnego Śląska uważano za oldred (klimat suchy i ciepły) i zaliczano do dewonu dolnego. Dzisiejsza odległość sekwencji skalnych dolnego kambru w Górach Świętokrzyskich (klimat umiarkowany) i na Górnym Śląsku jest zbyt bliska (około 150 km), aby usprawiedliwić tak znaczną różnicę paleoklimatyczną i paleogeograficzną, które warunkowałyby tak bardzo odmienne ich wykształcenie litologiczne. Trzeba by przyjąć, że odległość tych części zbiornika dolnokambryjskiego była pierwotnie, tj. przed kompresją geosynkliny kaledońskiej, co najmniej kilkakrotnie większa niż współczesna pozycja geograficzna osadów dolnego kambru Gór Świętokrzyskich i Górnego Śląska. Dopiero taka odległość mogłaby zapewnić dostatecznie różne warunki paleoklimatyczne i sedymentacyjne dla rozwoju osadów tego samego wieku.

Internidy przypierają do prekambryjskiego masywu krystalicznego Górnego Śląska (1), który w kaledońskiej geosynklinie nie poddał się regeneracji, a w górotworze kaledońskim spełniał rolę oporowego masywu śród- lub międzygórskiego (J. Znosko, 1974).<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Przy tak dokonanej rejonizacji tektonicznej należy jednak uwzględnić zastrzeżenie K. Koniora (1980) dotyczące wieku piaskowców przykrywających bezpośrednio podłoże krystaliczne Górnego Śląska. Otóż K. Konior podtrzymując swój pogląd o dolnodewońskim wieku tych piaskowców, a obecnie w nich ulamki trylobitów holmjiowych i ordowickich brachiopodów traktuje jako znajdujące się na wtórnym złożu. Na interpretację tektoniczną pozycji masywu krystalicznego Górnego Śląska nie ma to jednak istotnego wpływu. Gdyby rzeczywiście na krystalniku Górnego Śląska leżały bezpośrednio piaskowce dewonu dolnego, to wchodziłby on w skład internidów (metamorfidów) kaledońskich i kaledoński byłby wiek jego metamorfizmu. Takie właśnie zdanie wyrażałem wcześniej (J. Znosko, 1974). Precyzyjniejszy pogląd na to sporne zagadnienie będzie możliwy po oznaczeniu wieku bezwzględnych skał krystalicznych z otworu wiertniczego w Goczałkowicach, czego jeszcze dotychczas nie wykonano.

Interesujące jest również rozpatrzenie strukturalnego stosunku sfałdowanych skał prekambriu – syluru do ścinającej je powszechnie przedemskiej powierzchni erozyjnej.

Góry Świętokrzyskie (4) reprezentują synklinorium, które w epoce alpejskiej zostało dźwignięte jako zrzęb i morfologicznie odmłodzone. Podłoże Niecki Nidziańskiej i zapadliska przedkarpackiego (3) reprezentuje rozległy system antyklinoriałny, na którym brak osadów kambriu i tremadoku jest wtórny. Intensywność sedymentacji osadów kambriu na tej geantyklinie mogła, a właściwie powinna być z natury rzeczy ograniczona, i mogła być wyrażona cienkim kompleksem osadów. Dźwignięcie tej geantykliny i przekształcenie jej w fazie sandomierskiej w antyklinorium spowodowało bardzo głęboką erozję, która usunęła zupełnie cienki kompleks osadów tremadoku i kambriu.

Do tego systemu antyklinoriałnego przylega od południowego zachodu i zachodu synklinorium Lublińca – Zawiercia – Krakowa (2) – staropaleozoiczne Krakowidy – zbudowane w ogromnej przewadze ze skał kambro-syluru. Bardziej zmetamorfizowane skały tego synklinorium zostały w procesie fałdowania wtłoczone głębiej, a na kontakcie z masywem Górnego Śląska (1) tektonicznie wessane w głąb (J. Znosko, 1977).

W przedstawionym układzie stref potwierdza się zasada polaryzacji geosynklin, wergencji procesu fałdowego oraz stosunku do masywów śród- lub międzygórskich i do ich przedmurza.

Podłoże Górnego Śląska, Niecki Nidziańskiej, zapadliska przedkarpackiego oraz Góry Świętokrzyskie wchodzi w skład *V i s t u l i k u m* (H. Stille, 1950), które jako rozległy obszar konsolidacji kaledońskiej obejmuje również podłoże Kujaw, Wielkopolski i Pomorza Zachodniego (J. Znosko, 1962, 1964, 1974; R. Dadlez, 1974). Pierwotnie większy obszar rozwoju kaledońskiego został „obcięty” o te strefy, które włączone zostały w regenerację lub kontynuację waryscyjską. Dotyczy to m. in. całych Sudetów, również i tych, które w monoklinie przedsudeckiej stanowią podłoże dla pokrywy osadowej.

Zakład Stratygrafii, Tektoniki i Paleogeografii  
Instytutu Geologicznego  
Warszawa, ul. Rakowiecka 4  
Nadesłano dnia 2 lutego 1983 r.

## PIŚMIENNICTWO

- BEDNARCZYK W. (1981) – Stratygrafia ordowiku Gór Świętokrzyskich. Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 35–41.
- BUKOWY S. (1964) – Analogie budowy geologicznej waryscydów antyklinorium śląsko-krakowskiego z Sudetami i Górami Świętokrzyskimi. Prz. Geol., 12, p. 447–452, nr 11.
- BUKOWY S. (1974) – Monoklina śląsko-krakowska i zapadlisko górnośląskie. W: Budowa geologiczna Polski, 4 – Tektonika, cz. 1, p. 213–234.
- BUKOWY S., CEBULAK S. (1964) – Nowe dane o magnetyzmie antyklinorium śląsko-krakowskiego. Biul. Inst. Geol., 184, p. 41–88.
- CHLEBOWSKI R. (1971) – Petrografia utworów ordowiku rejonu synkliny bardziańskiej w południowej części Gór Świętokrzyskich. Arch. Miner., 29, p. 193–304, z. 1–2.

- CZARNOCKI J. (1939) – Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 15, p. 1–41.
- CZARNOCKI J. (1957) – Geologia regionu lysogórskiego. W: *Prace Geologiczne*, t. 2, Tektonika Gór Świętokrzyskich, z. 3. *Pr. Inst. Geol.*, 18.
- DADLEZ R. (1974) – Tectonic position of Western Pomerania (northwestern Poland) prior to the Upper Permian. *Biul. Inst. Geol.*, 274, p. 49–87.
- EKIERT F. (1971) – Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*, 66.
- FILONOWICZ P. (1969) – Kambr dolny i prekambry okolic Szczecina. *Kwart. Geol.*, 13, p. 940–941, nr 4.
- GŁOWACKI E., KARNKOWSKI P., ŻAK C. (1963) – Prekambry i kambr w podłożu Przedgórze Karpat środkowych i w Górach Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33, p. 321–335, z. 3.
- GUTERCH A. (1977) – Structure and physical properties of the Earth's crust in Poland light of new data of DSS. *Publ. Inst. Geoph. PAN*, A 4 (115), p. 347–357.
- HARAŃCZYK C., GAŁKIEWICZ T., SZOSTEK L., KUREK S., ROGOŹ S. (1980) – Porfirowa i skarnowa mineralizacja Cu–Mo z Zawiercia. Cz. I – Budowa geologiczna Rudy Metale, 25, p. 484–490, nr 11.
- HEFLIK W., KONIOR K. (1972) – Utwory metamorficzne w otworze wiertniczym Dobczyce I. *Kwart. Geol.*, 16, p. 546–554, nr 3.
- HEFLIK W., KONIOR K. (1974) – Obecny stan rozpoznania podłoża krystalicznego w obszarze Cieszyn–Rzeszotary. *Biul. Inst. Geol.*, 273, p. 195–221.
- JAWOROWSKI K. (1971) – Sedimentary structures of the Upper Silurian siltstones in the Polish Lowland. *Acta Geol. Pol.*, 21, p. 519–571, nr 4.
- JURKIEWICZ H. (1975) – Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. *Biul. Inst. Geol.* 283, p. 5–100.
- KARNKOWSKI P., GŁOWACKI E. (1961) – O budowie geologicznej utworów podmiocenijskich przedgórze Karpat środkowych. *Kwart. Geol.*, 5, p. 372–416, nr 2.
- KICUŁA J., WIESER T. (1970) – Osady prekambry i lamprofiry w otworze wiertniczym Opatkowie I. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 40, p. 111–127, z. 1.
- KONIOR K. (1974) – Budowa geologiczna „wypiętrzenia rzeszotarskiego” w świetle najnowszych danych wiertniczych i geofizycznych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 44, p. 321–375, z. 2–3.
- KONIOR K. (1980) – W sprawie „dolnokambryjskiego” wieku niższej części utworów dolnodewońskich z głębokich wierzeń obszaru Bielsko-Mogilany. *Kwart. Geol.*, 24, p. 489–501, nr 3.
- KOTAS A. (1972) – Ważniejsze cechy budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle pozycji tektonicznej i budowy głębokiego podłoża utworów produktywnych. W: *Problemy geodynamiki i łąpań*. Kom. Gór. PAN, I, p. 5–55.
- KOWALCZEWSKI Z. (1971) – Podstawowe problemy geologiczne dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 15, p. 263–278, nr 2.
- KOWALCZEWSKI Z. (1974) – Pozycja geologiczno-strukturalna magmatyzmu świętokrzyskiego w świetle wyników ostatnich badań geologicznych. *Biul. Inst. Geol.*, 275, p. 11–62.
- KOWALCZEWSKI Z. (1981) – Litostratygrafia wendy w Górach Świętokrzyskich i niecce miechowskiej. *Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 7–19.
- KOWALCZEWSKI Z., LISIK R. (1974) – Nowe dane o diabazach i budowie geologicznej okolic Prągowca w Górach Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, 275, p. 113–158.
- ŁYDKA K., SIEDLECKI S., TOMCZYK H. (1963) – On the Middle Ludlovian conglomerates in the Cracow Region. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Géol. Géogr.*, 11, p. 93–99, nr 2.
- ORŁOWSKI S. (1975) – Lower Cambrian trilobites from Upper Silesia (Goczałkowice borehole). *Acta Geol. Pol.*, 25, p. 377–383, nr 3.
- ORŁOWSKI S. (1981) – Stratygrafia kambru Gór Świętokrzyskich. *Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 19–27.

- PIEKARSKI K., SIEWNIAK-WITRUK A. (1978) – O występowaniu ordowiku w okolicy Mrzygłodu. *Prz. Geol.*, 26, p. 647, nr 11.
- PIEKARSKI K., SZYMAŃSKI B. (1982) – Pozycja stratygraficzna warstw z Kotowic. *Prz. Geol.*, 30, p. 366–369, nr 7.
- PIEKARSKI K., TRUSZEL M., WOLANOWSKA J. (1980) – Charakterystyka litologiczno-petrograficzna utworów syluru z obszaru Myszków-Mrzygłód. *Prz. Geol.*, 28, p. 85–92, nr 2.
- POŻARYSKI W. (1974) – Rozwój poglądów na tektonikę Niżu Polskiego. W: *Budowa geologiczna Polski*, 4 – Tektonika, cz. 1, p. 35–44.
- POŻARYSKI W., VIDAL G., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W. (1981) – Nowe dane o dolnym kambry południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 27–34.
- RYKA W. (1973) – Metamorficzne skały kaledońskiego podłoża w okolicy Zawiercia. *Kwart. Geol.*, 17, p. 667–680, nr 4.
- RYKA W. (1974) – Asocjacja diabazowo-lamprofirowa północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.*, 278, p. 35–69.
- STILLE H. (1950) – Die kaledonische Faltung Mitteleuropas im Bilde der gesamteuropäischen. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 100.
- ŚLĄCZKA A. (1976) – Nowe dane o budowie podłoża Karpat na południe od Wadowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46, p. 337–350, z. 3.
- TOKARSKI A. (1962) – Struktura Niwisk. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 13.
- TOMCZYK H. (1962) – Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. *Pr. Inst. Geol.*, 35.
- TOMCZYK H. (1963) – Ordowik i sylur w podłożu zapadliska przedkarpacciego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33, p. 289–320, z. 3.
- TOMCZYKOWA E. (1968) – Stratygrafia osadów najwyższego kambry w Górach Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, 54.
- WIESER T. (1957) – Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diabazów z Mrzygłodu w okolicy Zawiercia. *Kwart. Geol.*, 1, p. 113–125, nr 1.
- ZNOSKO J. (1962) – Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpacciej Polski. *Kwart. Geol.*, 6, p. 485–511, nr 3.
- ZNOSKO J. (1964) – Poglądy na przebieg kaledonidów w Europie. *Kwart. Geol.*, 8, p. 697–712, nr 4.
- ZNOSKO J. (1969) – Geologia Kujaw i wschodniej Wielkopolski. *Przew. 41 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 5–48.
- ZNOSKO J. (1974) – Outline of the tectonics of Poland and the problems of the Vistulicum and Variscum against the tectonics of Europe. *Biul. Inst. Geol.*, 274, p. 7–47.
- ZNOSKO J. (1977) – Über den geologischen Bau in der Zone der Tornquist-Teisseyre'schen Linie zwischen der Ostsee und Świętokrzyskie Góry. *Z. Angew. Geol.*, 23, (9), p. 439–444.
- ZNOSKO J. (1979) – Teisseyre-Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigations. *Acta Geol. Pol.*, 29, p. 365–382, nr 4.
- ZNOSKO J., CHLEBOWSKI R. (1976) – Rewizja stratygrafii dolnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46, p. 135–152, z. 1–2.
- ŻAKOWA H., JAGIELSKA L. (1970) – Najstarsze skamieniałości dolnego kambry Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 14, p. 9–27, nr 1.

Ежи ЗНОСКО

## ТЕКТОНИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ПОЛЬШИ (БЕЗ КАРПАТ)

### Резюме

В статье описан доэнский фундамент Верхнесилезского массива = фундамент Силезского-Краковского прогиба (1), в зоне Люблинец-Заверце-Краков (2), в нувьде Ниды и Предкарпатском прогибе (3), а также доэские породы, которыми сложены Свентокшиские горы (4). В Верхнесилезском массиве это только докембрийские основные и кислые плутониты и вулканиты, гнейсы и разнородные метапороды. Во второй зоне фундамент состоит из кембро-силурийских осадочных пород и метапород с основными и кислыми плутонитами и вулканитами. Фундамент третьей зоны сложен почти исключительно докембрийскими метапородами. Свентокшиские горы сложены главным образом кембро-силурийскими исключительно осадочными породами с доэскими диабазами и лампрофирами.

Фундамент Верхнесилезского прогиба (1) представляет собой межгорный массив, к которому примыкает Люблинецко-Заверцанско-Краковский (Краковида) синклиниорий (2). Следующая зона (3) считается геоантиклиналью, которая во время орогенеза была преобразована в антиклиниорий. Свентокшиские горы представляют собой синклиниорий, который в варисцийскую эпоху был приподнят в виде глыбовых (сундучных) гор, а в альпийское время орографически омоложен.

В зоне Люблинца-Заверца-Кракова в разрезах многих скважин наблюдается альтернация метаморфических и осадочных серий одного и того же возраста. Этот факт является свидетельством процесса откальвания и надвигания комплексов метапород на комплексы осадочных отложений, общей их складчатости и образования чешуй — т.е. в общем все это говорит о огромной пространственной сжатии каледонской геосинклинали.

Доэская каледонская эрозия горного массива и современное пространственное расположение докембрийских и кембро-силурийских пород под трансгрессивным девонем позволяет сделать вывод о структурном строении. Свентокшиские горы, состоящие главным образом из кембро-силурийских пород, представляют собой систему синклинория, а складчатое основание мульды Ниды и Предкарпатского прогиба образуют систему антиклинория, в котором отсутствие кембрийских и тремадокских пород является вторичным.

Интенсивность седиментации кембрия и тремадока на подиорской геоантиклинали, естественно, должна была быть очень ограничена. Приподнятие этой геоантиклинали и преобразование ее в сандомерской фазе (на пограничьи тремадока и аренига, или в самых низах аренига) в систему антиклинория вызвало глубокую эрозию, которая полностью унесла и размывла отложения кембрия и тремадока.

К этому антиклинорию примыкает с запада и юго-запада синклиниорий Люблинца-Заверца-Кракова, составленный в основном из кембро-силурийских осадочных пород и метапород. Более метаморфизованные породы этого синклинория были в процессе складчатости втянуты глубже и на контакте с кристаллическим Верхнесилезским массивом даже тектонически вросаны.

Фундамент описанных массивов относится к *Vistulikum* (Г. Стилле, 1950), который как весьма обширная территория каледонской консолидации охватывает также основание Куяв, Великопольши и Западного Поморья (Е. Зноско, 1962, 1964, 1974; Р. Дадлез, 1974).

От первоначально обширной площади каледонского развития позднее были отделены эти зоны, которые в варисцийское время были регенированы или развивались дальше в условиях континуации. Это касается Судет, также и тех, которые в настоящее время прикрыты осадочным чехлом.

Jerzy ZNOSKO

## TECTONICS OF SOUTHERN PART OF MIDDLE POLAND (BEYOND THE CARPATHIANS)

### S u m m a r y

The pre-Emsian basement in the Upper Silesian massif = the basement of the Silesian-Cracow Foredeep (1), the Lubliniec–Zawiercie–Cracow zone (2) and the Nida trough and the Carpathian Foredeep (3) as well as the pre-Emsian rocks which build the Holy Cross Mts (4) are described in the paper. There are only Precambrian basic and acid plutonic and volcanic rocks, gneisses and different metarocks in the Upper Silesian massif. The basement of the second zone is formed by mainly Cambro-Silurian sedimentary and metasedimentary rocks with basic and acid plutonic and volcanic rocks. The basement of the third zone is only composed of the Precambrian metasedimentary and volcanic rocks while the mainly Cambro-Silurian and solely sedimentary rocks with pre-Emsian diabases and lamprophyres form the Holy Cross Mts.

The basement of the Upper Silesian Foredeep (1) is the intermediary massif, and the Lubliniec–Zawiercie–Cracow synclinorium (Cracovides) is adjoining it. The next zone (3) is interpreted as geanticline which during the orogenesis was transformed into anticlinorium. The Holy Cross Mts represent a synclinorium which was risen up as fault-block mountains during the Variscan epoch and orographically rejuvenated during the Alpine epoch.

In numerous boreholes sequences of the Lubliniec–Zawiercie–Cracow zone the alternation of metamorphic and sedimentary series of the same age was recorded. This indicates the décollement and overthrust of complexes of metarocks on complexes of sedimentary rocks and, next, the common folding and thrusting into slice folds, so generally it indicates the great spatial compression of the rocks of the Caledonian geosyncline.

The pre-Emsian erosion of the Caledonian orogen and the present spatial distribution of Precambrian and Cambro-Silurian rocks below the transgressive Devonian deposits permit to draw the structural conclusions. The Holy Cross Mts which are mainly built of the Cambro-Silurian rocks are a synclinorium system while the folded basements of the Nida trough and Carpathian Foredeep form an anticlinorium system in which the general absence of the Cambrian and Tremadocian rocks is secondary.

The intensity of sedimentation of Cambrian and Tremadocian deposits on the submarine geanticline had to be evidently very limited. The uplift of the geanticline and its transformation into anticlinorium system during the Sandomirian phase (on the turn of Tremadocian and Arenigian, recte in the lowermost Arenigian) initiated the deep-reaching erosion which removed thin Cambrian and Tremadocian deposits.

The Lubliniec–Zawiercie–Cracow synclinorium which is mainly built of the Cambro-Silurian sedimentary rocks and metarocks, accretes with that anticlinorium from west and south-west. Stronger metamorphosed rocks of the synclinorium were pulled deeper and even tectonically sucked in at the contact with the crystalline Upper Silesian massif.

The basement of the described units belongs to *Vistulicum* (H. Stille, 1950) which as the widespread area of Caledonian consolidation also comprises the basements of Kujawy, Wielkopolska and Western Pomerania (J. Znosko, 1962, 1964, 1974; R. Dadlez, 1974).

From the primary bigger area of the Caledonian development those zones have been later excluded which were subjected to Variscan regeneration or continuation. This refers to Sudetes, also to those which now occur below the sedimentary cover.