

Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża

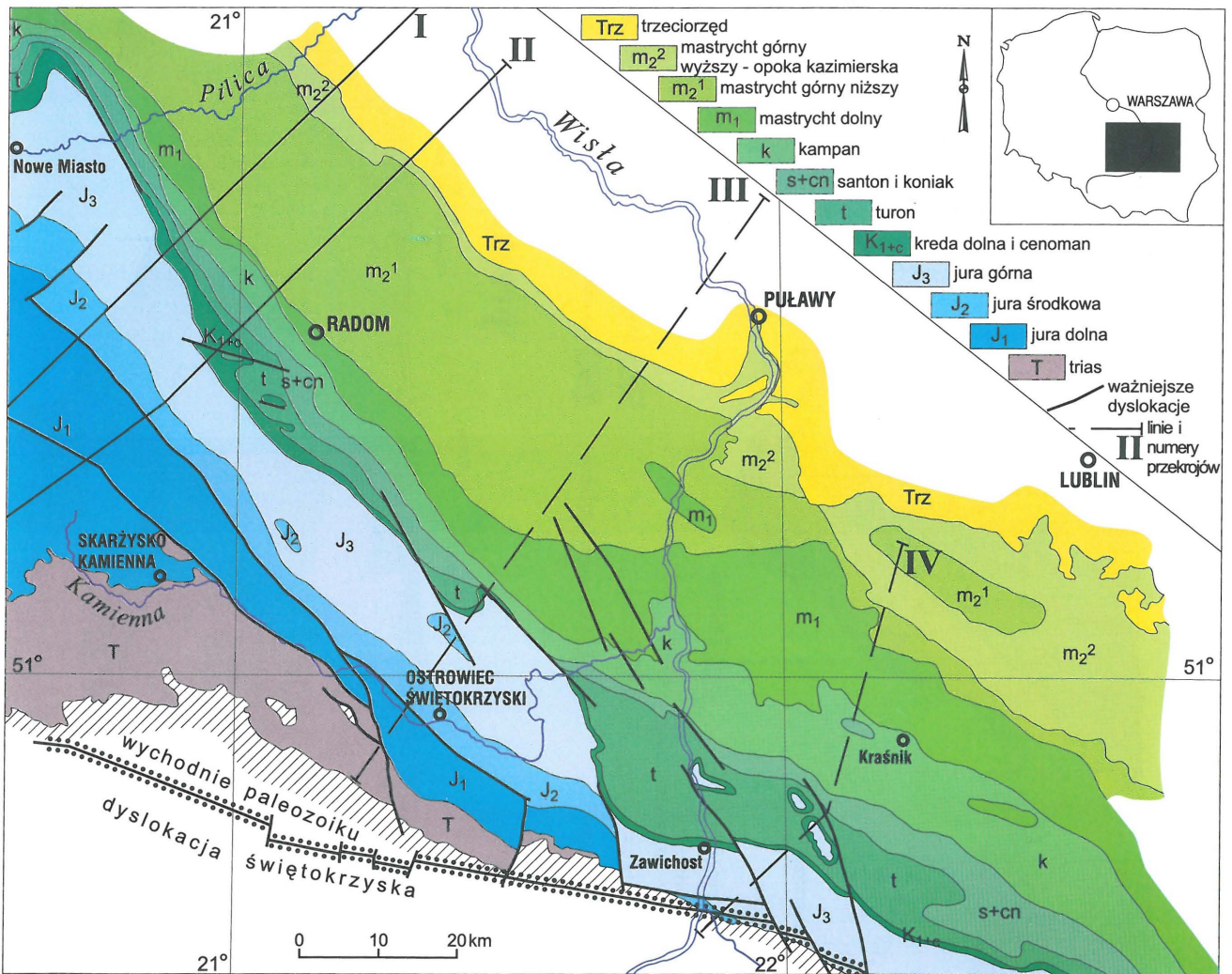
Władysław Pożaryski*

Projektowanie przez GEOPROBE głębokiego wiercenia i szczegółowej sejsmiki na północnym przedpola Gór Świętokrzyskich wymaga korzystania z syntetycznie ujętych najnowszych wyników badań geologicznych. Omawiany teren jest położony między Opoczmem–Dęblinem i Sandomierzem (ryc. 1) i obejmuje obszar — tkwiącego w podłożu — terranu łysogórskiego oraz jego wschodniego, platformowego przedpola. Jego tektonika została już syntetycznie opracowana (Pożaryski, 1974, 1977 — pełny spis literatury). Od tego czasu pojawiły się nowe poglądy i nowe fakty, które wymagają uwzględnienia. W ciągu ubiegłego dwudziestolecia odwiercono liczne głębokie otwory, jak też opracowano syntetycznie wyniki badań sejsmiki refleksyjnej (Jóźwiak & Dziewińska, 1992). Wiele nowych danych

wniosła *Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej* (Pożaryski i in., 1992). W roku 1981 została wysunięta nowa koncepcja genezy zachodniego brzegu platformy wschodnioeuropejskiej (Brochwicz-Lewiński i in., 1981), potwierdzona wynikami prac Gutercha i in. (1994), uzyskanymi podczas badań prowadzonych na Pomorzu metodą głębokich sondowań sejsmicznych. Cytowane prace zawierają cały spis literatury, którego tu nie powtarzam.

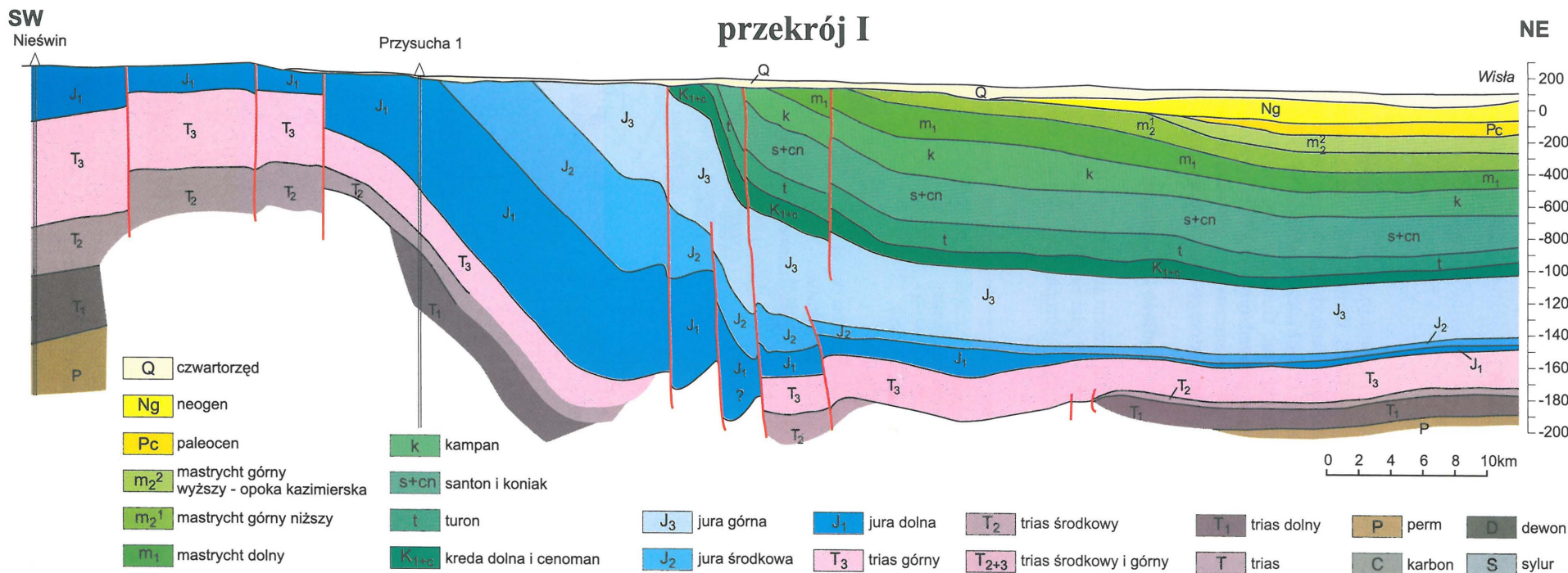
Podłoże krystaliczne

Głównym problemem jest obecnie ustalenie przebiegu w tektonosferze krawędzi podłoża (cokołu) krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej. Z pracy Gutercha i in.

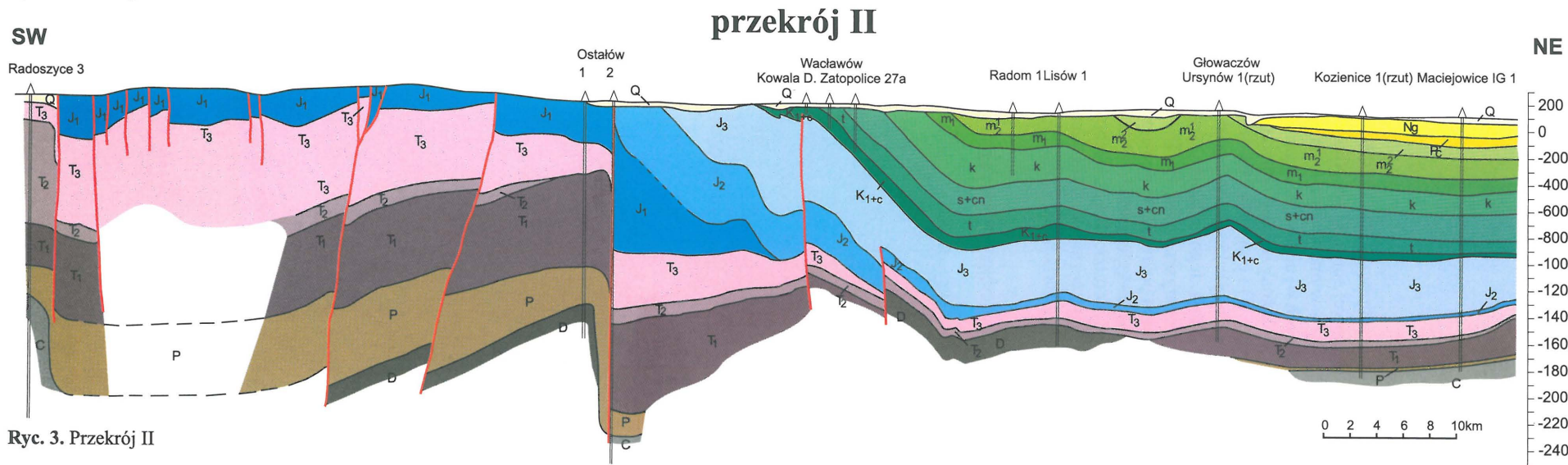


*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

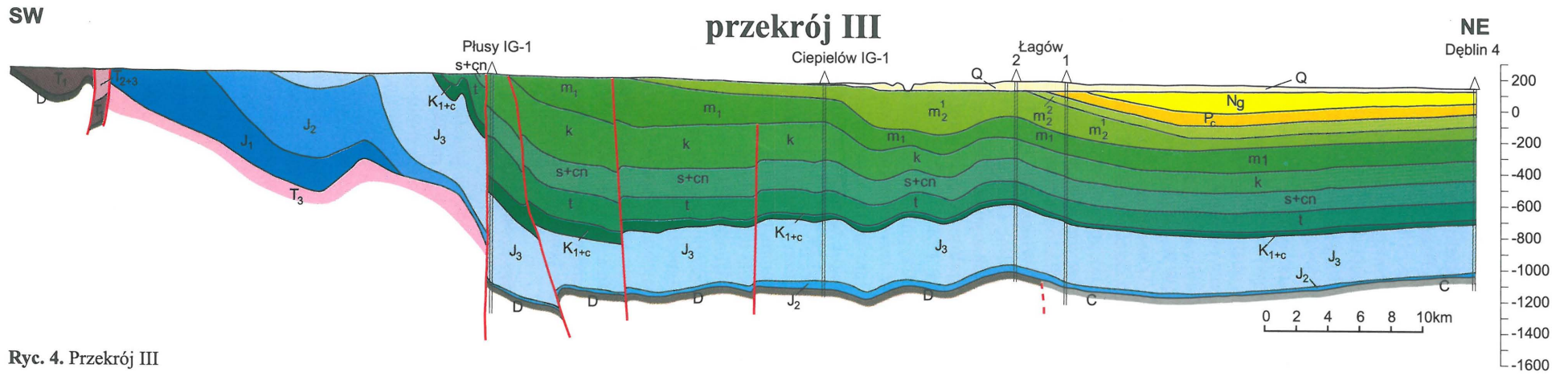
Ryc. 1. Mapa geologiczna obszaru świętokrzysko-lubelskiego odkryta po paleocen (Pożaryski, 1986)



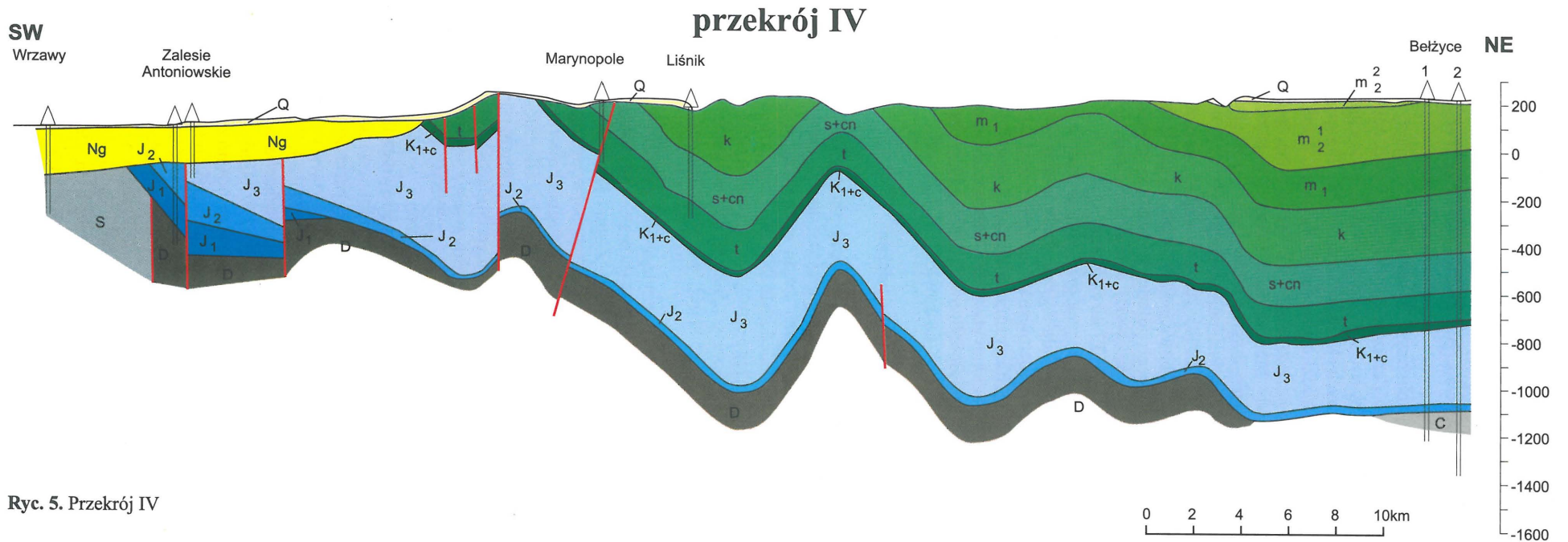
Ryc. 2. Przekrój I



Ryc. 3. Przekrój II



Ryc. 4. Przekrój III



Ryc. 5. Przekrój IV

Ryc. 2-5. Przekroje geologiczno-strukturalne, lokalizacja na ryc.1 i 7.

(1994) wynika, że krawędź cokołu jest pionowa i przebiega kilkadziesiąt kilometrów na południowy zachód od frontu deformacji kaledońskich na platformie, czyli zasięgu wkraczających na platformę kaledonidów. Ta linia frontu była dotychczas interpretowana jako granica platformy (Pożaryski i in., 1992).

Na omawianym obszarze, w związku z brakiem tak ścisłych badań jak na Pomorzu, przebieg krawędzi cokołu krystalicznego mógłby być wytyczony na podstawie obrazu anomalii magnetycznych (Karaczun i in., 1978). Przypuszczalny przebieg krawędzi cokołu krystalicznego, ustalony na tej podstawie, jest ściśle zgodny z wynikami innej, znacznie pewniejszej metody. Mianowicie w Górach Świętokrzyskich wykonano badania magnetotelluryczne i geomagnetyczne, których wyniki udostępnił mi uprzejmie M. Lewandowski (Semenov i in., 1997). Autorzy badań stwierdzili istnienie na linii Starachowice–Ostrowiec Świętokrzyski bardzo głęboko sięgającego pionowego rozłamu, charakterem odpowiadającego krawędzi cokołu krystalicznego, stwierdzonego w profilu LT7 na Pomorzu.

Istnieje też wyraźny związek przebiegu granicy cokołu platformy z granicami aulakogenu środkowopolskiego, szczególnie wyraźny w rozmieszczeniu miąższości osadów starszego mezozoiku. Te trzy różne podejścia dają pokrywające się wyniki i — na ich podstawie — można tu z dużym prawdopodobieństwem zlokalizować przebieg krawędzi cokołu w pasie Nowe Miasto–Ostrowiec Świętokrzyski.

Podłoże paleozoiczne

Pod osadami mezozoicznymi leży skomplikowana struktura paleozoicznych kompleksów skał osadowych. Najniżej położony jest w niej terran łysogórski, najprawdopodobniej wczesnokaledoński. Niewiele o nim wiemy. Przypuszczalnie jest on tego samego wieku co przylegający od południa terran małopolski. Tak jest na południowy zachód od krawędzi cokołu, starej, wschodnioeuropejskiej platformy.

Nad terranem, od zachodu przylega do krawędzi cokołu starej platformy czoło waryscydów (w sensie tektonicznym, nie zaś facjalno-sedymentacyjnym). Znamy je z odsłoneń w strukturze godowskiej w Dołach Opacich, położonych 15 km na zachód od Ostrowca Świętokrzyskiego (Jaroszewski, 1976). W dalej na północ położonym otworze wiertniczym Ostałów 1 (Żakowa i in., 1976) przebito pod permem ponad 480-metrową serię dewonu środkowego o upadach 20–70° (średnio 43°). W Dołach Opacich upady warstw w dewonie wynoszą 42–67° i warstwy zapadają ku WSW do SSW. Niezgodność pokrywy triasowej na dewonie wskazuje na waryscyjski wiek fałdowań. Dowodzi tego również fakt, że w otworze Ostałów 2, położonym poza dyslokacją i bardziej na E od otworu Ostałów 1, nawiercono pod permem ponad 390-metrową serię karbonu (ryc. 2–5). Czoło waryscydów (patrz Pożaryski i in., 1992), stwierdzone w Dołach Opacich i Ostałowie, nasunięte ku NE, oparło się o omawianą wyżej krawędź starej platformy, przebiegającą w strefie Nowe Miasto–Ostrowiec Świętokrzyski. Pokrywa się ono z pasem kimeryjskich fleksur wewnętrznych. Na wschód od nich w wielu otworach wiertniczych, aż po czoło nasunięć kaledońskich (w pokrywie uskok Kazimierz Dolny–Wysokie; Żelichowski, 1974), nawiercano skały kompleksów waryscyjskich dewonu i karbonu, płasko leżące albo słabo nachylone (Pożaryski i in., 1992; Pożaryski & Karnkowski, 1992). W otworze Lisów został przebito dewon i nawiercono sylur aż

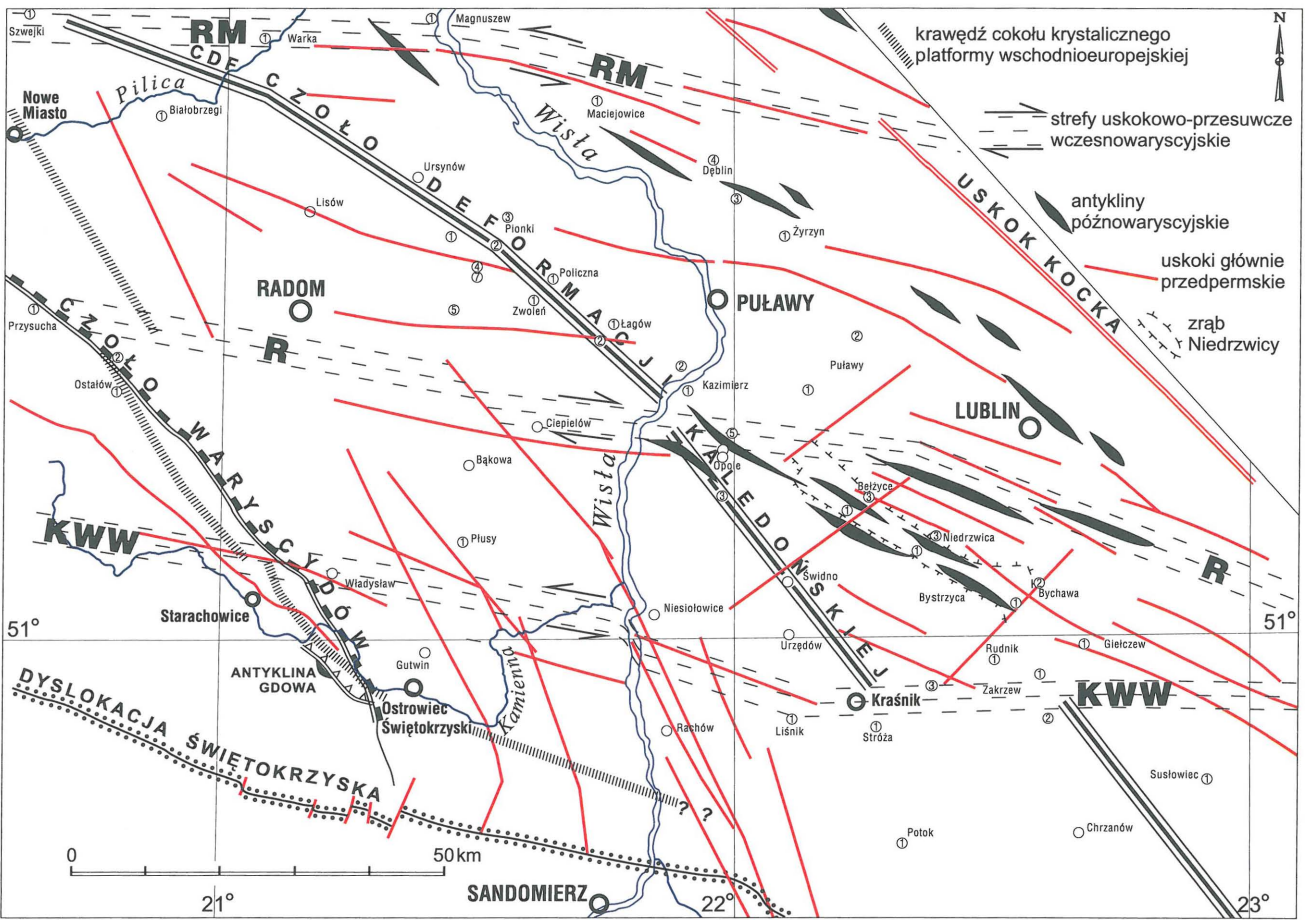
do warstw dolnych siedleckich, silnie zdyslokowanych, o upadach 30–80°. Należy wnioskować, że cały ten obszar podniesienia radomsko-krańnickiego podległ zdyslokowaniu młodokaledońskiemu w czasie ruchu przesuwczego i nasunięciu kaledonidów na brzeźny pas starej platformy. Potwierdzają to obserwacje na Pomorzu i w otworze wiertniczym Toruń 1 (Pożaryski i in., 1992).

Podłoże paleozoiczne platformy jest podzielone na bloki wczesnowaryscyjskimi strefami uskokowymi o charakterze zrzutowo-przesuwczym; przebiegają one subrównoleżnikowo (W–E i WNW–ESE) (Pożaryski, 1986). Są to dyslokacje: na południu KWW — Krasnystaw–Włodzimierz Wołyński, na północy RM — Rawy Mazowieckiej, obie lewoskrętne (ryc. 6). Przez środek obszaru biegnie nowo odkryta dyslokacja R — Radomia, prawoskrętna, o przesuwie około 5 km. Na wschodzie w okolicach Krasnegostawu odgałęzia się ona od dyslokacji KWW, biegnąc w kierunku NW przez wyraźny uskok pod Trawnikiem (Pożaryski i in., 1992). Na zachód od Lublina skręca ku WNW. Na przecięciu z Wisłą widać wyraźnie, jak północny odcinek antykliny kredowej Wilkołaz–Zakrzów skręca ku zachodowi, wchodząc w dyslokację. Dalej pod Radomiem strefa R obejmuje strukturę uskokowo-fałdową Wolanowa. Pod Przysuchą zamyka ona od północy antyklinę Gielniowa. Wiarygodność wyróżnienia strefy dyslokacyjnej Radomia potwierdza obraz strukturalno-facjalny osadów jurajskich na Lubelszczyźnie (Niemczycka, 1983 — tab. 22–26).

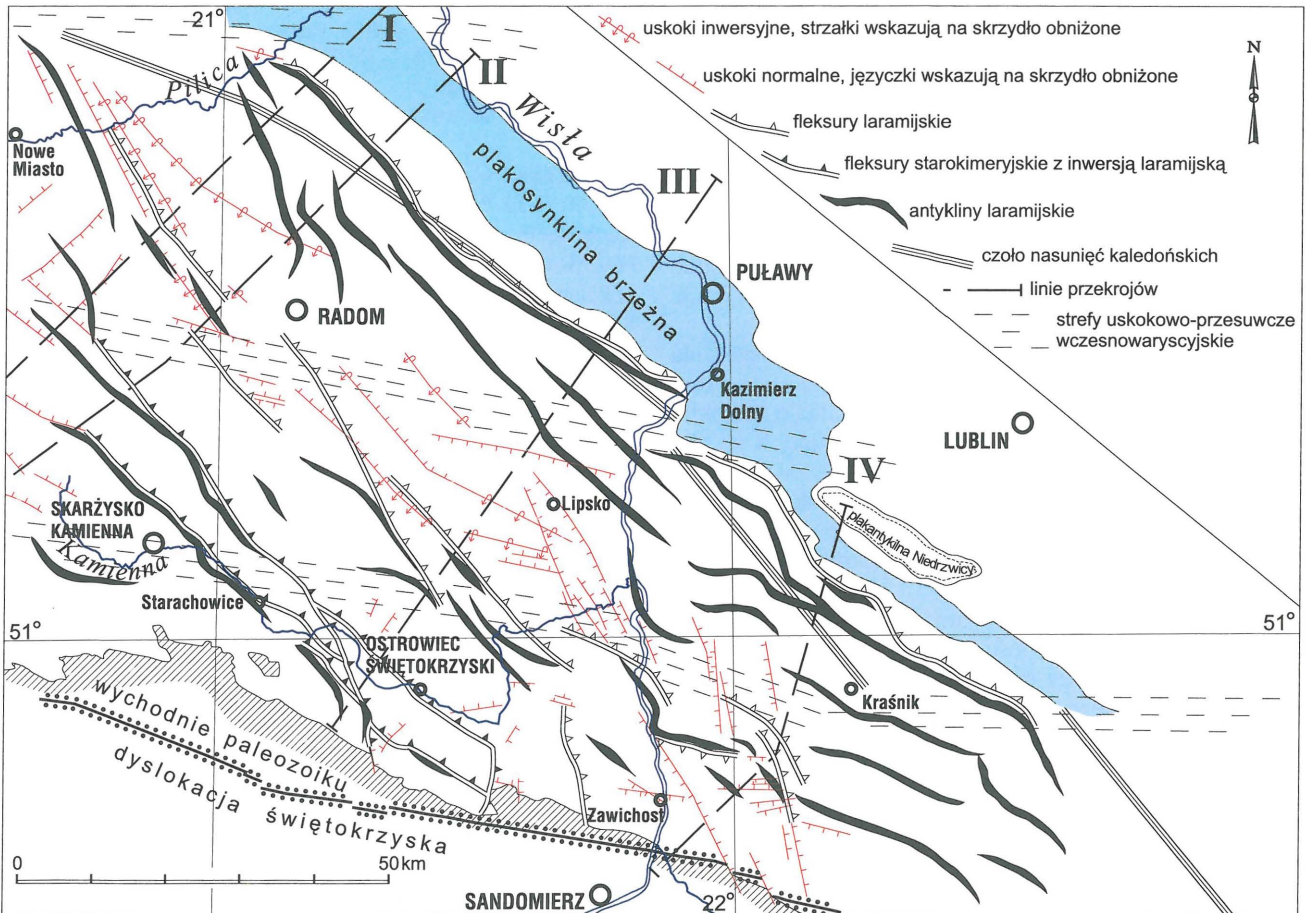
Pozostaje jeszcze do rozstrzygnięcia stosunek kierunku WNW–ESE struktur fałdów waryscyjskich Gór Świętokrzyskich, czyli kierunku świętokrzyskiego (będącego jednocześnie kierunkiem kontaktu terranów małopolskiego oraz łysogórskiego) do kierunku NW–SE. Pierwszy, jak pisze Tomczyk (1974), ujął warstwy paleozoiczne w fałdy o kierunku subrównoleżnikowym, powstałe w czasie trwania ruchów fazy sudeckiej epoki tektonicznej waryscyjskiej na granicy wizeny i namuru. Kierunek NW–SE — łaramijski jest zgodny z kierunkiem brzegu starej platformy. Ruchy fazy sudeckiej utworzyły ostateczną strukturę Gór Świętokrzyskich jako strukturę kwiatową powstałą dzięki transpresji na bazie starszych założeń strukturalnych (Pożaryski, 1992). Fałd Godowa i Ostałowa powstał prawdopodobnie w późnowaryscyjskiej fazie ruchów asturyjskich lub salskich, dostosowując się do kierunku krawędzi cokołu platformy.

Pokrywa powaryscyjska

Nazwy struktur powaryscyjskich są podane w pracy: *Budowa Geologiczna Polski. Tektonika*: str. 344 i 352 — Pożaryski (1974). Jak wynika z obrazu strukturalnego warstw górnourajskich i górnokredowych, odwzorowanego na mapach (Jóźwiak & Dziewińska, 1992), znacznie szerszym zaburzeniem typu fałdowego warstwy te podległy tylko na obszarze kaledońsko-sfałdowanego podłoża między krawędzią cokołu i czołem dyslokacji kaledońskich (ryc. 6). Wschodnia granica aulakogenu środkowopolskiego przebiega w strefie dyslokacyjnej Nowe Miasto–Ostrowiec Świętokrzyski–Zawichost w pasie fleksur, stanowiących zachodnią granicę wychodni kredy i jury (ryc. 7). Jest tu próg ograniczający od wschodu obszar silnej subsydencji w triasie i jurze, co zostało szerzej omówione w pracy autora (Pożaryski, 1974); wnioski te potwierdzają Hakenberg i Świdrowska (1997). Obszar ten, silnie zuskokowany (Karaszewski, 1971) i stosunkowo słabo fałdowo zaburzony, cechuje się wystąpieniem pasa dwóch długich dyslokacji (struktur) fleksurowo-



Ryc. 6. Szkic tektoniczny kompleksu kaledońsko-waryscyjskiego obszaru świętokrzysko-lubelskiego



Ryc. 7. Szkic tektoniczny pokrywy mezozoicznej obszaru świętokrzysko-lubelskiego

uskokowych i sprzężonych z nimi antyklin. Są to odmłodzone (wyżej omówione) późnowaryscyjskie dyslokacje wewnętrzne. Dzięki wierceniom w Ostałowie dowiedziono, że dyslokacje uległy odmłodzeniu w fazie starokimeryjskiej w górnym triasie. Deniwelacja wyniosła 200 m i kontynuowała się w liasie lub w młodszej jurze oraz w kredzie, osiągając w sumie wartość 1000 m.

Pas fleksur i uskoków Nowe Miasto–Ostrowiec Świętokrzyski–Zawichost powstał w polifazie laramijskiej jako struktura inwersyjna w stosunku do kimeryjskiej subsydencji obszaru aulakogenu środkowopolskiego. Amplituda fleksur wynosi 1500 m na północy i 1000 m na południu. Kąty nachylenia warstw, mierzone w terenie, są podane w pracach Pożaryskiego (1948) i Uberny (1967). Na blokach między dyslokacjami RM i KWW uskoki w wielu przypadkach są inwersyjne, antytetyczne. W Wólce Bałtowskiej powierzchnia uskoku inwersyjnego jest skierowana ku SW, przeciwnie niż wszystkich innych uskoków inwersyjnych. Uskoki i fleksury są ustawione kulisowo i powstały (Jaroszewski, 1976) jako wynik dźwignienia się obszaru aulakogenu połączonego z ruchem przesuwczym, prawoskrętnym bloków podłoża. Inwersja nastąpiła w fazie subhercyńskiej, gdyż w turonie osadziły się najmłodsze utwory, których miąższość zwiększa się w kierunku aulakogenu. Nie jest jasne, jaka jest przyczyna powstania uskoków inwersyjnych. Przypuszczalnie zadziałała tu transpresja. Ruchy przesuwcze tego kierunku miały miejsce (Ziegler, 1982) w fazie finalnej waryscyjskiej i mogły się odnowić w polifazie laramijskiej. Wynikiem tych ruchów było powstanie niecki Lipska (Pożaryski, 1974, str. 344).

Położone na wschód od pasa fleksur Nowe Miasto–Zawichost wyniesienie Radomsko–Kraśnickie (Żelichowski, 1983) ma bardziej regularne długie, płaskie fałdy o małej amplitudzie, wynoszącej mniej niż 200 m. Pokrywa mezozoiczna jest tu znacznie cieńsza niż na aulakogenie. Brak tu osadów starszego mezozoiku na blokach: południowym i środkowym (ryc. 4 i 5). Na północ od dyslokacji Radomia są one obecne, ale cienkie. Tylko nad Pilicą miąższości ich dochodzą do kilkuset metrów. Fleksury brzeżne obszaru fałdowego są związane z czołem nasunięć kaledońskich (uskok Grójca–Ursynowa–Kazimierza Dolnego; patrz Żelichowski, 1983). Amplituda fleksur wynosi 200–400 m. Towarzyszą im na całej długości antykliny współkształtne (ryc. 7). W okolicach Kazimierza Dolnego przerywa je strefa dyslokacyjna Radomia.

Nie wyróżnianą dotychczas strukturą jest plakosynklina brzeżna, towarzysząca od północnego wschodu fleksurom brzeżnym (ryc. 2–4 i 7). Jest to połoga synklina o szerokim płaskim dnie. Na północ od strefy dyslokacyjnej R jej płaskie dno ma 10 km szerokości, na południe od tej strefy wynosi ona tylko 4 km. Między strefami dyslokacyjnymi R i KWW, na zewnątrz od plakosynkliny znajduje się plakantyklina Niedrzwicy, oblekająca zrębową strukturę paleozoiczną (ryc. 7).

Należy zwrócić uwagę, że tam, gdzie pokrywa powaryscyjska ma mniejszą grubość, a więc na cokole starej platformy w południowej części obszaru, bliżej dyslokacji świętokrzyskiej, zaznacza się w kierunkach antyklin zgodność z kierunkiem tej dyslokacji WNW–ESE. Najwyraźniej

widać to na przykładzie antykliny gościeradowskiej pod Annapolem.

Składam podziękowanie za życzliwe udostępnienie swoich prac i dyskusję doc. dr. hab. Markowi Lewandowskiemu oraz dr Lidii Dziewińskiej i inż. Waldemarowi Józwiakowi. Pani dr Zofii Krysiak dziękuję bardzo za wysiłek i czas, poświęcony na dyskusje i prace redakcyjne.

L i t e r a t u r a

- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W. & TOMCZYK H. 1981 — *Prz. Geol.*, 29: 385–397.
- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W. & TOMCZYK H. 1981 — *C. R. Acad. Sc. Paris*, 293, II: 855–858.
- GUTERCH A., GRAD M., JANIK T., MATERZOK R., LUOSTO U., YLINIEMI J., LUCK E., SCHULZE A. & FORSTE K. 1994 — *Ibidem*, 319, II: 1489–1496.
- HAKENBERG M. & ŚWIDROWSKA J. 1997 — *Ibidem*, 324, IIa: 793–803.
- JAROSZEWSKI W. 1976 — [In:] *Przewodnik XLVIII Zjazdu PTG*: 134–157.
- JÓŻWIAK W. & DZIEWIŃSKA L. 1992 — *Mapy izohips granic refleksyjnych, K — wiązanych z przyspagowymi utworami kredy górnej, J — wiązanych z przyspagowymi utworami jury górnej*. Arkusze: Radom i Lublin — w skali 1 : 200 000. CAG, 46/93, 49/93.
- KARACZUN K., KARACZUN M., BILIŃSKA M. & UHRYNOWSKI A. 1978 — *Mapa magnetyczna Polski. Anomalie składowej pionowej Z pola magnetycznego Ziemi*. Skala 1 : 500 000, Wyd. Geol.
- KARASZEWSKI W. 1971 — *Kwart. Geol.*, 15: 517–527.
- NIEMCZYCKA T. 1983 — [In:] *Żelichowski M.A. — Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego* (tab. 22–26).
- POŻARYSKI W. 1948 — *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 46: 1–141.
- POŻARYSKI W. 1974 — [In:] *Budowa geologiczna Polski, IV*. Tektonika: 314–374.
- POŻARYSKI W. 1977 — [In:] *Geology of Poland. Tectonics*: 351–416.
- POŻARYSKI W. 1986 — *Prz. Geol.*, 34: 117–127.
- POŻARYSKI W., GROCHOLSKI A., TOMCZYK H., KARNKOWSKI P. & MORYC W. 1992 — *Ibidem*, 40: 643–651.
- POŻARYSKI W. & KARNKOWSKI P. 1992 — *Tectonics map of Poland during the Variscan time*. 1 : 1 000 000. Wyd. Geol.
- SEMENOV V. Yu., JANKOWSKI J., ERNST T., JOZWIAK W., LEWANDOWSKI M. 1998 — *Electromagnetic soundings across the Holy Cross Mountains — preliminary project*. *Acta Geoph. Polonica* (w druku).
- TOMCZYK H. 1974 — [In:] *Budowa geologiczna Polski, IV*. Tektonika: 128–197.
- UBERNA J. 1967 — *Biul. Inst. Geol.*, 206: 5–98.
- ZIEGLER P.A. 1982 — *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Shell Int. Petr. Maatschappij B.V.: 1–130.
- ŻAKOWA H., RADLICZ K. & MALEC J. 1986 — *Kwart. Geol.*, 30: 23–37.
- ŻELICHOWSKI M.A. 1974 — [In:] *Budowa geologiczna Polski, IV*. Tektonika: 113–128.
- ŻELICHOWSKI M.A. 1983 — *Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego*. Inst. Geol.