

przegląd GEOLOGICZNY

Numer 3 (395)
MARZEC 1986
ROK XXXIV

ORGAN PAŃSTWOWEJ SŁUŻBY GEOLOGICZNEJ

WŁADYSŁAW POŻARYSKI

Instytut Geologiczny

WARYSZYJSKI ETAP PLATFORMOWEGO ROZWOJU TEKTONICZNEGO EUROPY ŚRODKOWEJ

UKD 551.243.03(438:251)(476)

Postęp w badaniach tektonicznych jest ściśle związany nie tylko z dopływem nowych faktów, ale i nowych rozważań teoretycznych. Nowych danych stratygraficznych z terenu Polski (częściowo jeszcze nie publikowanych) dostarczyły ostatnio: prace A. Żelichowskiego dla karbonu i L. Miłaczewskiego dla dewonu (1, 36, 37, 58, 59), w zakresie geofizyki zaś – prace zespołu A. Wojasa, obejmujące reinterpretację 100 profilów refrakcyjnych Polski Północnej i Wschodniej, oraz W. Józwicka i S. Młynarskiego (26), dotyczące nowej mapy strukturalnej powierzchni podcechszczyńskiej, a także wykonanie szczegółowych badań sejsmicznych na Bałtyku.

Z prac syntetycznych ostatnich lat należy wymienić mapę R. Dadleza z zespołem (33), traktującą o pokrywie alpejskiej niżu i inne. Zespół A. Gutercha dostarczył nowych, syntetycznych danych o Moho (22). Bardzo znaczącym postępowaniem teoretycznym było opracowanie teorii uskoków i fałdów W. Jaroszewskiego (23). Poza Polską ogromny rozwój badań tektonicznych dokonał się ostatnio w ZSRR; wymienię tylko prace R.G. Gareckiego (16–20) i J.J. Milanowskiego (35). Pozwoliło to autorowi na opracowanie nowej szczegółowej mapy sieci uskoków paleozoicznych, przedpermskich i nowej koncepcji tektogenezy dynamiczno-kinetycznej.

PODŁOŻE POKRYWY

Strukturę kaledońską i prekaledońską Europy Środkowej omówiono głównie w pracach dawniejszych (10, 15). Najistotniejszymi elementami w podłożu krystalicznym, które wywarły silny wpływ na strukturę pokrywy osadowej, są uskoki, głównie przesuwczce, zwłaszcza w czasie granityzacji gotyjskiej i po niej, a przed wendem (48). Najsilniejsze dyslokacje o kierunku NE–SW objęły Polskę Wschodnią i Białoruś w obszarze prekarelskiej strefy fałdowej podlaskiej oraz szczuczynsko-niemeńskiej serii granulitowej. Liczne uskoki równoleżnikowe dominujące w podłożu krystalicznym są przypisywane ruchom karelskim, pokarelskim i przewendyjskim (48, 29). Również na Białorusi (15) przedstawiono na mapie tektonicznej fundamentu krystalicznego bardzo liczne uskoki równoleżnikowe.

Kierunki NE–SW na terenie Lubelszczyzny urywają się ostro na linii dyslokacji Kocka. Świadczy to o jej proterozoicznej genezie, ściślej przewendyjskiej, gdyż bazaltowa pokrywa dolnego wendy została nawiercona po obu jej stronach.

Najważniejszym elementem strukturalnym najstarszej pokrywy osadowej były: dolnoryfejski równoleżnikowy rów Owruca oraz środkowo- i górnoryfejskie długie zapadlisko wołyńsko-orszańskie o kierunku NE–SW. Te dwa kierunki odziedziczone po strukturze podłoża krystalicznego rządziły tektoniką pokrywy waryszyjskiej na Podlasiu i Białorusi (15–19). W kataplatformowym etapie rozwoju tego zapadliska nastąpiło rozdzielenie równoleżnikowym podniesieniem, na miejscu późniejszego zapadliska prypeckiego, zapadliska wołyńskiego od orszańskiego. W osi tego podniesienia – w zapadlisku Brześcia i na miejscu zrębu Łuków–Ratno na skrzyżowaniu kierunków SW–NE i W–E – nastąpiły potem w dolnym wendzie wylewy magmy i wulkanizm (15, 18).

Na etapie kaledońskim rozwija się południkowe podniesienie biegnące między tarcią bałtycką i ukraińską (19), znane w literaturze polskiej jako „wał scytyjski”, a w radzieckiej – „polesskaja siedłowina” na odcinku oddzielającym zapadliska brzeskie i prypeckie. Należy podkreślić fakt istotny dla tektogenezy pokrywy waryszyjskiej, a mianowicie, że w wendzie obszar zapadliska prypeckiego był elewacją, a wał scytyjski był przykryty osadami (18).

W starszym paleozoiku polska część starej platformy była pochylona ku SW i rozkład facji oraz miąższości był warunkowany przez ten trend; potwierdzają to opracowania: K. Lendzion, Z. Modlińskiego, H. Tomczyka i K. Jaworowskiego i E. Tomczykowej. Jedynie w kambrze, ściślej w młodszej części kambru starszego, zaznaczył się równoleżnikowy rozłam dzielący bloki o różnej subsydencji. Przebiega on w osi obecnego zapadliska podlaskiego i ogranicza od południa blok warszawski (43). Pierwotnie przypisywano temu blokowi powstanie w tektonicznej epoce waryszyjskiej.

Najważniejszym starym elementem tektonicznym, wywierającym wpływ na strukturę pokrywy waryszyjskiej, był lineament nazwany skrótem TEF (Trans-European

Fault), stanowiący południowo-zachodnią krawędź platformy wschodnioeuropejskiej (7). Na jego charakter jako wczesnokaledońskiego, wielkoskalowego uskoku przesuwczego zwrócili po raz pierwszy uwagę W. Brochwicz-Lewiński, W. Pożaryski, H. Tomczyk w 1981 r. Ostatnio opracowano jego cechy przy użyciu kompleksowych metod w przyjęciu za podstawę nowej reinterpretacji refrakcji (47). Zagadnienie ruchów przesuwczych jest obecnie szeroko rozpracowywane (23). W pracy J.W. Sheltona (49, fig. 22) przekrój przez strefę linii Teisseyre'a-Tornquista jest zgodny z hipotezą postawioną przez cytowanych trzech autorów w 1981 r. Jest ona więc już przyjęta i udowodniona. Ruch lewoskrętny tego przesuwu spowodował powstanie struktury zapadliskowej (wypełnionej miąższymi osadami ordowiku i syluru typu pull apart) na rozłame południowej granicy bloku warszawskiego pod Białobrzegami nad Pilicą. Jest to jednak na razie hipoteza, wysunięta jedynie na podstawie danych sejsmicznych.

WARYSCYJSKIE STRUKTURY TEKTONICZNE PLATFORMY WSCHODNIOEUROPEJSKIEJ W POLSCE

Strefa uskoku Płońsk – Mikaszewice (PM). Pozycja tektoniczna strukturalnego zapadliska brzesko-podlaskiego nie była dotychczas ustalona. Brak w nim dewońskiej pokrywy oraz niezgodne z jego strukturą ułożenie młodszej – karbońskiej pokrywy waryscyjskiej sugerował, że jest ono kaledońskie. Przeczy temu rozkład facji i miąższości syluru. Są również wskazówki, że zapadlisko nie istniało jeszcze w dewonie dolnym (37). Dopiero przebudowa na granicy dewonu dolnego i środkowego wydzieliła masyw mazursko-białoruski. Pewne dane sedimentacyjne wskazują, że wynurzenie masywu zaczęło się u schyłku dewonu dolnego (43, 37). Utworzyło się wówczas szerokie skrzydło północne zapadliska. Skrzydło południowe – strome – powstało w dewonie środkowym lub raczej górnym. Wiąże się ono z wyniesieniem zrębowym łukowsko-ratnowskim uformowanym ostatecznie w polifazie bretońskiej.

W obrębie zapadliska brzesko-podlaskiego zaznacza się u podstawy jego północnego skrzydła silniej zdyslokowana strefa równoleżnikowa, biegnąca przez punkty otworów wiertniczych: Tłuszcz, Łochów, Wrotnów, Stadniki i dalej ku E wpadająca na osiową strefę dyslokacyjną zapadliska prypeckiego zaznaczoną zrębem Mikaszewicz. Ku W trafia ona na Płońsk i związaną z tym obszarem strefę uskoku subrównoleżnikowych i dalej przez Włocławek, Inowrocław, Choszczno aż po Odrę. Pierwsze informacje odnoszące się do tej strefy mówiły jedynie o ciągu dyslokacji kulisowych (39, 40). Następnie rozumiano ją już jako ciągłą strefę rozłamu w głębnego (43, 34, 10). W pracach tych nie jest przedstawione przedłużanie się tego uskoku ku E na Podlasie i na Białoruś, ani daleko ku W.

Strefa uskoku Płońsk – Mikaszewice jest uskokiem przesuwczym prawoskrętnym. O takiej definicji zdecydowało przecięcie jego z lineamentem TT-TEF pod Włocławkiem. Lineament ten jest – jak wskazują liczne dane sejsmiki refrakcyjnej oraz wyniki otworów wiertniczych – pionową dyslokacją (47), wobec tego rozsuniecie jego odcinków przez uskok PM może być tylko interpretowane wzajemnym przemieszczeniem horyzontalnym bloków skorupy.

Wiarygodność tego faktu potwierdza stwierdzenie jego przez S. Marka i J. Znoskę (10, fig. 5 na str. 15 i tekst str. 16). Interpretacja ich jest jednak odmienna, gdyż

przyjmują oni tylko przemieszczenie pionowe, co w świetle przytoczonych faktów wpada.

Uzasadnienie istnienia uskoku przesuwczego PM wymagało przeanalizowania na całej długości wielu faktów warunkujących i towarzyszących uskocom przesuwczym, omówionych przez W. Jaroszewskiego (23). Wymienie je kolejno:

1) przerwanie i rozsuniecie struktur staropaleozoicznych i starszych, poprzecznych do uskoku PM. Fakt, że wychodnie permomezozoiczne nie wykazują takiego rozerwania i przesunięcia, dowodzi, że uskok jest przedpermowski;

2) uskoki towarzyszącymi strefom przesuwczym są uskoki podłużne występujące tam, gdzie pokrywa osadowa jest cieńsza, a więc na Podlasiu i Białorusi. Natomiast przy grubszej pokrywie towarzyszą przesuwom uskoki pochodne niskokątowe, widoczne na terenie niecki warszawskiej. Szczególnymi zjawiskami uskukowymi są kimeryjskie rowy (42), które – przecinając starsze uskoki przesuwcze – dostosowują do nich kierunek swego przebiegu. Uskok przesuwczy PM (najprawdopodobniej środkowodewoński) sięgał do powierzchni Moho, jak to wynika z GSS, przeprowadzonych przez A. Gutercha w 1983 r., który na przecięciu profilów LT4 i LT5 z PM zaznacza silne dyslokacje;

3) uskocom przesuwczym towarzyszy – w związku z rozluźnieniem skorupy – wzmoczony ruch magmy i wód termalnych, powodujący podgrzanie. Wartość strumienia cieplnego na PM od Płońska do Kobrynia (31) jest wyraźnie wyższa i wynosi 0,97 do 1,4, podczas gdy w jego otoczeniu jest wyraźnie niższa, nie osiągając wartości 1,0. Ciekawy jest fakt, że i na W od krawędzi starej platformy otwory wiertnicze pod Inowrocławiem – Konary i Cykowo, leżące na strefie przesuwczej, wykazują też znacznie wyższą wartość strumienia cieplnego niż otwory w jej otoczeniu.

Rola MP w strukturze pokrywy osadowej polega na stwierdzeniu różnic dynamicznych między blokami przezeń rozgraniczonymi. Północny megablok, którego środkową część stanowi blok warszawski, cechowała tendencja wznosząca w stosunku do południowego i ogólnie brak przemieszczeń typu fałdowego. Megablok południowy był pod wpływem oddziaływania telekinetycznego mobilizmu orogenicznego waryscyjskiego i alpejskiego.

Struktura wachlarzowa. Strefa PM jest osią całej struktury platformowej pokrywy waryscyjskiej Europy Środkowej. Na wschodzie kończy się ona na starej tarczy sarmackiej w okolicach Homla. Stamtąd rozchodzą się wachlarzowo uskoki obejmujące zapadlisko prypeckie i kontynuujące się dalej ku W do brzegu starej platformy (17). Jednak przedłużenie tych wczesnowaryscyjskich stref uskukowych można prześledzić i dalej ku W, gdzie warunkują one zróżnicowanie transwersalne alpejskiego aulakogenu środkowopolskiego. Przemieszczenia pionowe na tych dyslokacjach wachlarzowych ulegają ogromnym zmianom, jeśli idzie o amplitudy i kierunki zrzutu.

Obraz strukturalny pokrywy starszego paleozoiku między zapadliskiem poleskim i brzegiem starej platformy jest w słabym stopniu związany z wpływem uskoku wachlarzowych subrównoleżnikowych. Łączy się to z bardzo małą miąższością pokrywy i silnym wpływem trendu podłoża krystalicznego, zwłaszcza kierunków NE - SW szczytno-niemieńskiej serii granulitowej (48).

Po północnej stronie PM struktura wachlarzowa jest nieco inna niż po południowej. Kierunek dyslokacji związanych z PM jest równoleżnikowy lub zbliżony do niego, z odchyleniem ku WNW – ESE. Nie mają one przeważnie tak wyraźnych cech przesuwczych, a raczej zrzutowe. Jedna

z nich wiąże się ze starszym lineamentem TEF między Grudziądzem i południową Jutlandią. Na E od Grudziądza ta dyslokacja przesuwa ku W paleowychodnie kambriu (32).

Najbardziej na N wysunięte dyslokacje wachlarza biegną przez południową Litwę i okolice Kaliningradu (53, 17). Przechodzą one na obszar Bałtyku dochodząc do okolic Łeby, gdzie zatrzymują się na bloku Bornholmu.

Na S od uskoku Płońsk – Mikaszewice struktura obszaru wachlarza różni się od tej na N. Południowym skrajnym uskokiem wachlarza jest na E brzeżny uskoki zapadliska prypeckiego kontaktujący z rowem Owruca. Dalej ku W uskoki ten rozwidła się i jego południowa gałąź skręca ku SW (15–17, 12), łącząc się kulisowo z uskokiem Włodzimierza Wołyńskiego, który przez Krasnystaw, Kraśnik biegnie dalej aż do okolic Bełchatowa. Ma on wyraźny charakter przesuwczy. Północna gałąź, Łuków – Ratno jest poprzerywana poprzecznymi dyslokacjami.

Strefa przesuwcza Krasnystaw – Włodzimierz Wołyński (KWW) jest od dawna znana na odcinku wołyńskim, gdzie ma kierunek SW – NE. Ku W na linii Bugu zmienia stopniowo kierunek na równoleżnikowy. Między Bugiem i Wisłą strefa ta, nazwana przez Kotańskiego i Miłaczewskiego „poprzeczną elewacją” Krasnegostawu (28, str. 78) rozdziela dwa płyty dewonu górnego zachowane po erozji bretońskiej (36, 1).

Nie ma KWW na mapach tektonicznych Europy (12) i Lubelszczyzny (1). Znają go jednak geolodzy radzieccy (16, 17). Uskoki powstał w przedziale czasowym erozji bretońskiej, a ściślej – między poziomem woklumeriowym górnego famenu i późnym wizenem (28).

Strefa dyslokacyjna KWW jest uskokiem przesuwczym lewoskrętnym o amplitudzie przesuwu 30 km. Dokumentują go wyniki szczegółowych badań autora nad przebiegiem lineamentu TT-TEF oraz przesunięć paleowychodni podkarbońskich dewonu środkowego i górnego w wyniku erozji epigenetycznej. Na przesunięcie wskazuje nie tylko zarys wychodni, ale i izopachyty oraz granice stref litofacjalnych przebiegających skośnie do uskoku (1). Na mapie anomalii magnetycznych przesuwy jest wyraźnie widoczny w rejonie Kraśnika. Uskoki Kocka jest przesunięty lewoskrętnie, a po południowej stronie KWW jego przedłużenie stanowi „antyklina” Litowieża na Ukrainie, stanowiąca zachodnie ograniczenie uskoku SW – NE (14). Bardzo wyraźne są posthumne zjawiska tektoniczne KWW na mapach podmezozoicznych i mezozoicznych (1). Szczególnie wyraźnie widać to na mapie środkowojurajskiej. Od Kraśnika w kierunku E przebiega wąska strefa minimalnych miąższości osadów doggeru, a od N i S towarzyszą jej strefy maksymalnej miąższości. Z tym układem wiąże się również pasowe ułożenie facji osadów w strefie KWW.

Bardzo wyraźnie widać na mapach KWW na Wołyniu uskoki kulisowe, mające tu charakter zrzutowy. Ruchami bretońskimi i pobretońskimi została wydzwignięta strona północna, którą erozja pozbawiła całkowicie pokrywy waryscyjskiej. Podniesienie kowelskie jest oddzielone uskokiem od lwowskiej niecki, wypełnionej osadami dewonu i karbonu. Uskoki kulisowe SW – NE są efektami powierzchniowymi lewoskrętniej strefy przesuwczej w podłożu o kierunku WSW – ENE, są więc uskokiemi ścinającymi niskokątowymi. Te ostatnie zaznaczają się wyraźnie na powierzchni, gdzie pokrywa była cieńsza – bliżej masywu ukraińskiego.

Przedłużenie KWW ku W jest dokumentowane w posthumnych strukturach mezo- i kenozoicznych. Biegnie ono północną krawędzią podniesienia laramijskiego, w osi

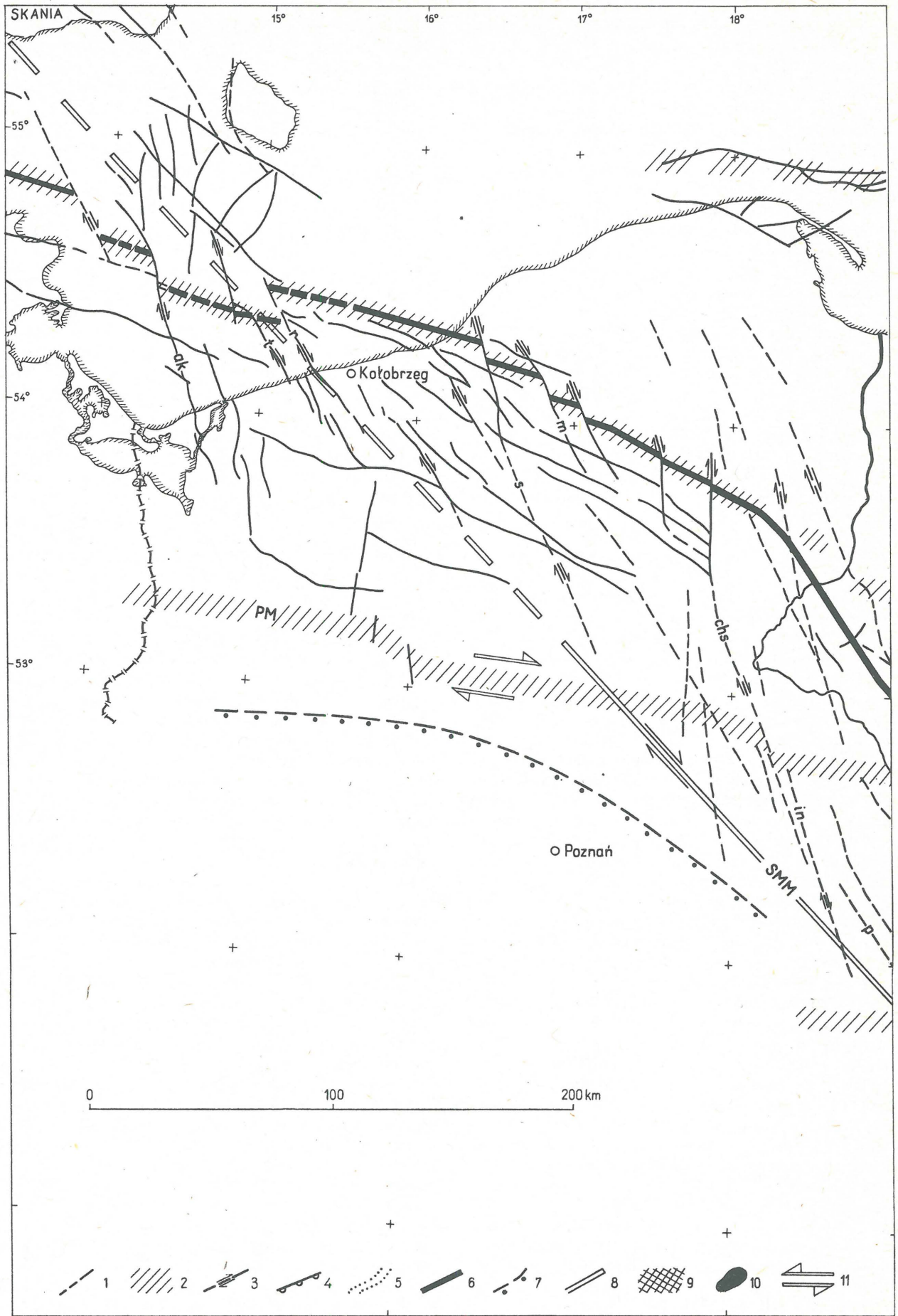
którego jest antyklina Anopol – Gościeradów, dalej przez brachyantykliny Dębowego Pola i Skąły, północnym brzegiem wychodni triasu antykliny Gielniowa i pokrywa się na przedpolu waryscydów z rowem Bełchatowa.

Zrąb Łuków – Ratno. Jest to struktura brzeżna zapadliska strukturalnego brzesko-podlaskiego. Od E łączy się ona z południową dyslokacją graniczną zapadliska prypeckiego. Na W kończy się ona na linii Wisły pod Górą Kalwarią, gdzie zbiega się z przedłużeniem uskoku Kocka. Zrąb jest założony na starej predyspozycji podłoża południowej krawędzi masywu warszawskiego. Na S od niego w rowie mazowiecko-lubelskim rejestruje się pełne zachowanie osadów dewonu pod karbonem (37). Jak podaje R.G. Garecki (16), zrąb ten mógł się utworzyć w późnym famenie. Były to (wskazuje na to niezgodne przykrycie karbońskie) ruchy bretońskie (40, str. 105). Potrząskanie zrębu na bloki wzajemnie poprzesuwane horzontalnie oraz kierunki przesuwy (15) wskazywałyby na kompresję nie tylko poprzeczną, ale i podłużną. Przesunięcia poprzeczne SW – NE stanowią oddźwięki uaktywnianych dyslokacji podłoża. Największą amplitudę tych przesuwów widać na uskoku przesuującym blok Wisznic w stosunku do bloku Łukowa. Uskoki równoleżnikowy ograniczający zrąb od S jest prawdopodobnie uskokiem odwróconym. Na W od Łukowa jest on prawdopodobnie obcięty uskokiem przesuwczym lewoskrętnym Kocka, a przedłużenie północnej granicy zrębu stanowi uskoki przesuwczy równoleżnikowy Rawa Mazowiecka – Maciejowice.

Zachodnie przedłużenie zapadliska podlaskiego wiąże się z dynamiką brzegu platformy w rejonie Warszawy. Uskoki Grójca stanowi człon półkolejce przebiegającej wiązki uskoku, obejmującej brzeżną część platformy między uskokiemi przesuwczymi PM i Rawy Mazowieckiej – Maciejowic. Na E wiązka biegnie między Warszawą i Okuniewem strefą dyslokacji submeridionalnych, biegnących na N od Kocka przez Warszawę i Płońsk. Strefę tę cechuje występowanie magmatyzmu intruzywnego. Są to: żyła diabazowa w wierceniach Okuniew – datowana na 356 Ma – i mikrosjenitu w otworze Płońsk IG 2a – datowanym na 348 Ma – co odpowiada najniższemu wizenowi (50). Wiaże to te intruzje z intruzjami okolic Lublina łączyonych z powstaniem bretońskiego ryftu. Miała tu więc miejsce propagacja rozłamu litosfery na N od Kocka, który zdecydował o odmiennej dynamice bloku położonego na W od zapadliska podlaskiego. Rozłam ten ogranicza od W zrąb Łuków – Ratno. W tym czasie – być może – powstał rów Dętego (10) o kierunku NE – SW na północny zachód od Warszawy.

Rów mazowiecko-lubelski. Jest on jednostką tektoniczną o kierunku analogicznym do dniewrowskiego, ale znajdującą się w strefie brzeżnej platformy wschodnio-europejskiej (58, 59, 37, 1). Jego rozwój wczesnowaryscyjski jest podobny do wyżej wspomnianego. **Powstał więc prawdopodobnie pod wpływem tych samych czynników,** Brak magmatyzmu dewońskiego lub raczej magmatyzm śladowy (informacja ustna od L. Miłaczewskiego) mówi tylko o mniejszym natężeniu ekstensji. Rów dewoński ma tu cechy zapadliska. Subsycjencja jest trzykrotnie mniejsza niż w rowie dniewrowskim i minimalnie przesunięta w czasie. Maksimum przypada we wczesnym famenie. Siły rozrywające skorupę (dzięki którym powstał rów) wykorzystały rozłam proterozoiczny – uskoki Kocka. Od SW ogranicza rów lineament TT-TEF.

Wczesnowaryscyjski rów mazowiecko-lubelski wykazuje maksymalną subsycjencję w okolicy Lublina. Jak wynika z poglądów L. Miłaczewskiego (1) mógł się on przedłużać ku NW co najmniej do okolic Grójca, zmniejszając stopień



Ryc. 1. Opis na str. 122

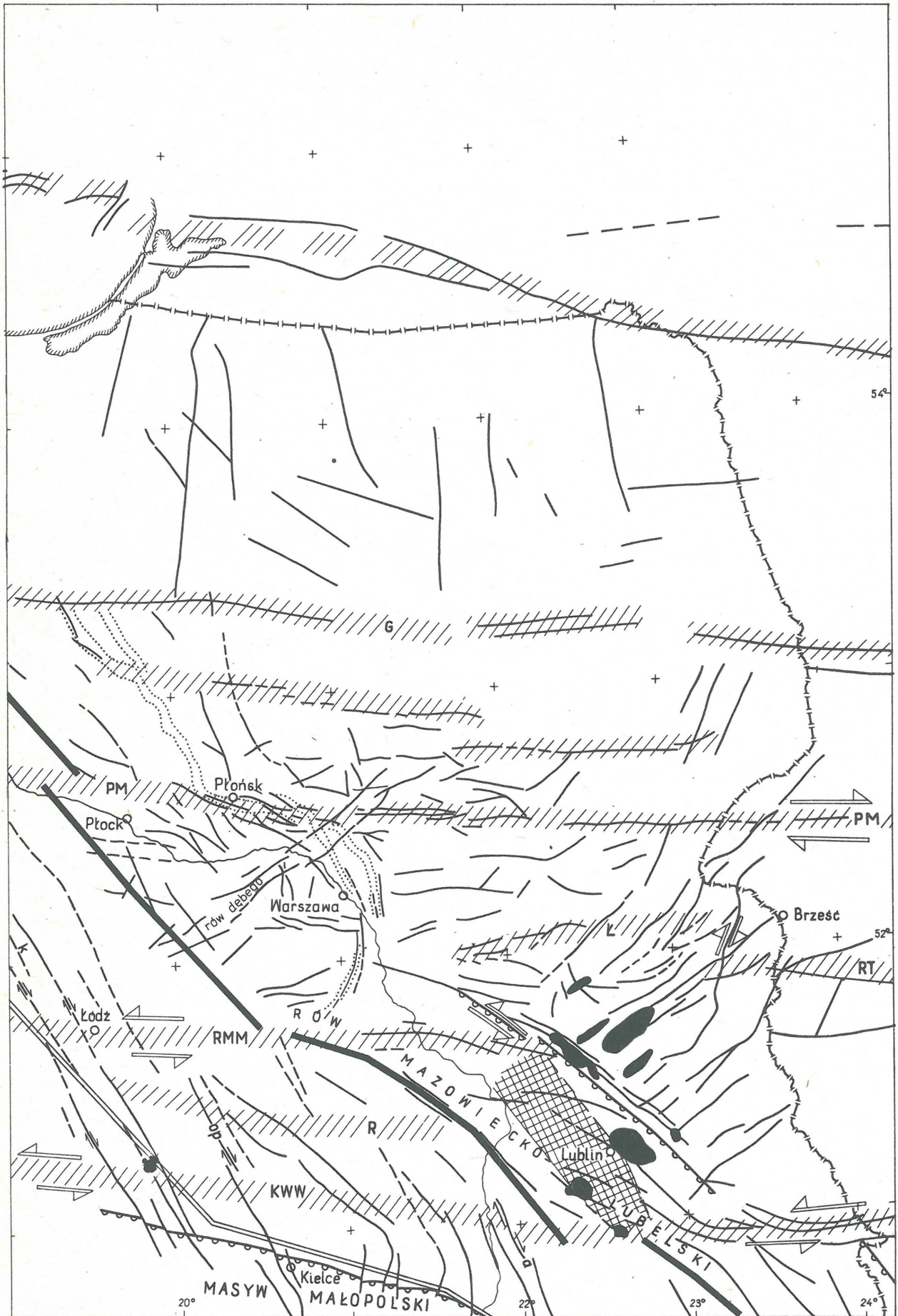


Fig. 1

subsydencji i skręcając ku WNW. Jego SW przedłużenie ku SE jest również wyraźne na mapach L. Miłaczewskiego (1) i tu również zmniejsza się nieco subsydencja. Ta część rowu jest wtórnie zaburzona uskokami polifazy bretońskiej. Rów jest najwyraźniej widoczny na odcinku środkowym. NE strona uskoku dostarczała wtedy, jak pisze Miłaczewski, dużych ilości materiału detrytycznego. Uskok na N od Kocka skręca ku WNW (58). Przecina on Wisłę pod Górą Kalwarią, stanowiąc granicę obecnego północnego zasięgu dewonu. Na tym odcinku rowu, między Kockiem i Górą Kalwarią oraz Maciejowicami, rów wchodzi na bardziej sztywny blok podłoża, na którym dolny dewon został zerodowany przed transgresją środkowodewońską, a dewon górny uległ częściowej erozji bretońskiej.

Granice rowu młodowaryscyjskiego mazowiecko-lubelskiego ograniczały od NE uskok Kocka, a od SW krawędź starej platformy – linia TT-TEF. Jest więc rowem ściśle przykrawędziowym. Ta prawidłowość zanika w strefie uskoku KWW, która już w czasie ruchów bretońskich była strefą podniesioną i tendencję tę zachowała w karbonie górnym, mimo że erozja epibretońska zrównała jej powierzchnię z blokami otaczającymi (1). Na S od KWW

Opis do ryciny na str. 120 i 121.

Ryc. 1. Waryscyjski diastrofizm dysjunktywny Polski Północno-Wschodniej

1 – uskoki paleozoiczne podpermie; 2 – strefy dyslokacyjne wczesnowaryscyjskie (D_2 – D_3): G – Grudziądz, PM – Płońsk – Mikaszewicz, Ł – ograniczająca od północy żrąb Łukowa, RT – ograniczająca od północy żrąb Ratna, RMM – Rawa Mazowieckiej – Maciejowic, R – Radomia, KWW – Krasnego-stawu – Włodzimierza Wołyńskiego; 3 – uskoki późnowaryscyjskie, ścinające, zrzutowo-przesuwce, pochodne dyslokacji przesuwczej w Moho: ak – Adler – Kamień Pomorski, t – Trzebiatowa, r – Reska, m – Miastka, s – Szczecinka, chs – Chojnic – Szubina, in – Inowrocławia, p – Ponętowa, k – Kłodawy, op – Opoczna, a – Annapola; 4 – strefy dyslokacyjne: świętokrzyska pod Kielcami i strefa Kocka pod Lublinem; 5 – ważniejsze rowy kimeryjskie na brzegu starej platformy; 6 – strefa przesuwca w podłożu pokrywy waryscyjskiej – wczesnokaledońska określana jako transeuropejski uskok (TEF); 7 – przebieg hipotetyczny czoła eksternidów waryscyjskich; 8 – dyslokacja w Moho ograniczająca od południowego zachodu strefę anomalną Gutercha; 9 – ryft w Moho; 10 – pokrywy diabazowe według A. Żelichowskiego (Atlas... 1984); 11 – kierunki przesunięć w polifazach akadyjskiej i bretońskiej

Fig. 1. Variscan disjunctive diastrophism in north-eastern Poland

1 – Pre-Permian Paleozoic faults, 2 – Early Variscan (Middle-Late Devonian) dislocation zones: G – Grudziądz, PM – Płońsk – Mikaszewicz, Ł – delineating Łuków horst in the north, RT – delineating Ratno horst in the north, RMM – Rawa Mazowiecka – Maciejowice, R – Radom, KWW – Krasnystaw – Włodzimierz Wołyński, 3 – Late Variscan shearing and oblique-slip faults related to strike-slip dislocation in Moho: ak – Adler – Kamień Pomorski, t – Trzebiatów, r – Resko, m – Miastko, s – Szczecinek, chs – Chojnice – Szubin, in – Inowrocław, p – Ponętów, k – Kłodawa, op – Opoczno, a – Annapol, 4 – dislocation zones: Świętokrzyska Dislocation near Kielce and Kock zone near Lublin, 5 – major Cimmerian troughs at the margin of East-European Platform, 6 – Early Caledonian strike-slip zone (named as Trans-European Fault – TEF) in the basement of Variscan cover, 7 – hypothetical front of Variscan externides, 8 – dislocation in Moho, delineating the Guterch anomalous zone in south-west, 9 – rift in Moho, 10 – diabase covers after A. Żelichowski (Atlas... 1984), 11 – directions of movements in Acadian and Bretonian polyphases

subsydencja była słabsza niż pod Lublinem i brak tam najmłodszych osadów westfalu.

Odcinek północny rowu, na N od Pilicy zmienia kierunek z NW – SE na WNW – ESE, zgodnie z zakrzywianiem się w tym kierunku uskoku Kocka. Południowy brzeg rowu jest tu związany z uskokiem przesuwczym Rawa Mazowiecka-Maciejowice, stanowiącym zachodnie przedłużenie struktury zrębowej Łuków – Ratno. W tym świetle mazowiecki odcinek rowu leży na przedłużeniu zapadliska podlaskiego.

TEKTOGENEZA WARYSCYJSKA PLATFORMY WSCHODNIOEUROPEJSKIEJ W POLSCE I NA OBSZARZE PRZYLEGLYM OD WSCHODU

Rów dniewrowski. Przechodząc do rozpatrzenia geodynamiki tektonogenezy waryscyjskiej, trzeba (idąc od E) zacząć od – dostarczającej wyjściowych danych dla tego problemu struktury – rowu ryftowego dniewrowskiego. Uległ on rozsunięciu maksymalnemu w dewonie górnym. Jego ryftogenezę omawia J.J. Milanowski (35), a szczegółowiej jest on przedstawiony w syntezach kartograficznych (3, 12, 54). Rozsuniecie udowodniono również przez stwierdzenie cienienia skorupy ziemskiej w osi rowu (prace cytowane oraz 51, 52). Początek sedymentacji zaczął się w eiflu lub żywecie z niewielkimi objawami magmatyzmu (54). W żywecie, jak podaje Milanowski (35, str. 55) zaczął się tworzyć rów. Jednak wyraźna zwiększona sedymentacja zaczęła się dopiero w późnym franie (54, 3) osiągając lokalnie miąższości kilku tysięcy metrów. Wiązał się z tym alkaliczno-bazaltowy wulkanizm (30).

Był on generowany z głęb. 100 – 150 km (15). Dowodziłoby to powstania rozłamów sięgających do astenosfery, a więc tnących całą litosferę. Z jeszcze większych głębokości miałyby pochodzić alkaliczno-ultrasasadowa magma na styku rowu dniewrowskiego z prypeckim – na obszarze zrębu Bragin – Łojew. Podaje on głębokości pochodzenia magmy, wynoszące 300 – 400 km.

Na ten czas są datowane pierwsze objawy magmatyzmu w dalekim przedłużeniu wachlarzowej struktury prypeckiej na brzegu platformy. W Pasłęku nawiercono diabaz, określony jako dolnofrański (50).

W późnym famenie subsydencja w rowie dniewrowskim zmalała nieco, osiągając jednak blisko 2000 m. Wulkanizm wygasł na przełomie dewon – karbon, utrzymując się jeszcze na dyslokacji braginsko-łojewskiej. Stopniowo zmniejszająca się, ale jeszcze znaczna, subsydencja trwała bez magmatyzmu do końca karbonu. Dewoński rów ryftowy przeszedł w karbonie w zapadlisko, a następnie w mezo-kenozoiku w syneklizę (35, str. 55 – 56).

W świetle tych danych należy przyjąć, że litosfera na całej długości rowu dniewrowskiego uległa **rozerwaniu i rozsunięciu**, począwszy od żywetu lub franu. W rezultacie **cały południowo-zachodni narożnik platformy wschodnio-europejskiej z masywem ukraińskim w jądrze oderwał się od mikrokontynentu wschodnioeuropejskiego** i przesunął nieznacznie ku W. Amplituda tego ruchu była niewielka; jak można sądzić po jej pomiarach na przecięciu PM z TT-TEF nie przekraczała ona 20 km. Ponieważ ruch narożnika był ściśle ku W, rozsunięciu uległ więc tylko odcinek rowu o kierunku skośnym do równoleżnikowego – dniewrowski. Powstała struktura pęknięć wachlarzowych. Koncepcja rozerwania platformy i jej rozsunienia wzdłuż osi zapadlisk prypeckiego, dniewrowskiego i donieckiego była już dawniej wysuwana (24). Ostatnio podejmują ją K. Żytko, prowadząc rozłam wczesnodewoński od za-

padliska prypeckiego przez Włodawę, Lubartów, Radom i określając jego dekstralny przesuw na 20–30 km (61, str. 94, ryc. 1, 2). Niestety rozłam tak poprowadzony jest sprzeczny z faktami przedstawionymi w opracowaniach W. Ryki (48), L. Miłaczewskiego (36, 37), A. Żelichowskiego (58–60) i in. (3).

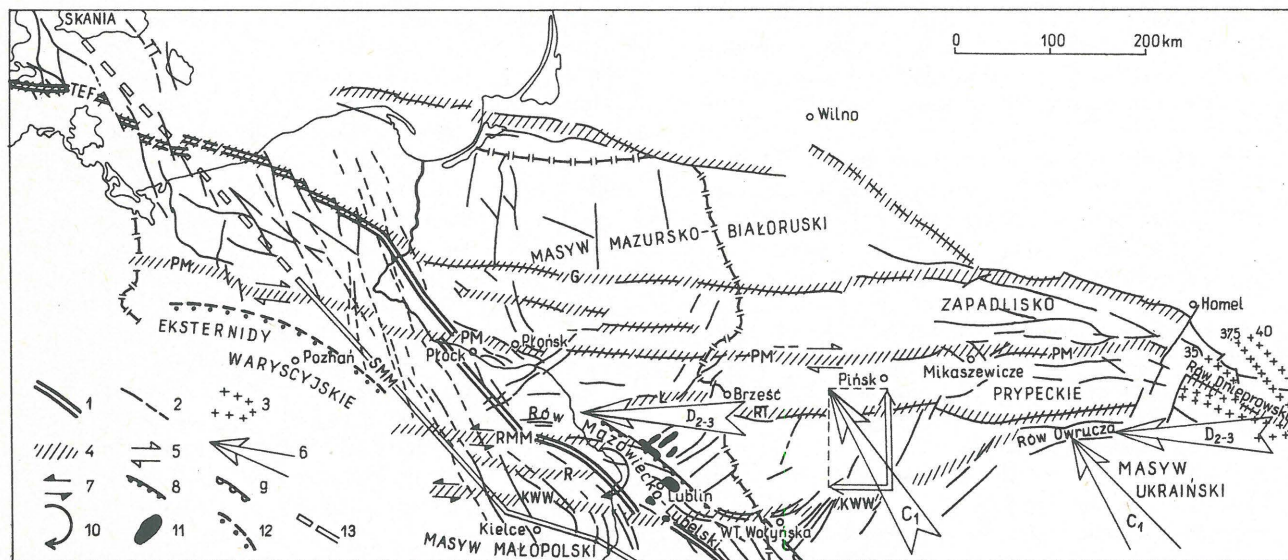
Zapadlisko prypeckie jest rowem synsedymacyjnym bez magmatyzmu. Cechy ryftowe – magmatyzm i cieniowanie skorupy, idąc od E wzdłuż całego aulakogenu doniecko-dnieprowsko-prypeckiego, kończą się na strefie poprzecznej dyslokacyjnej braginsko-łojewskiej, dzielącej zapadlisko dnieprowskie od prypeckiego. Zapadlisko prypeckie, równoleżnikowe, ma kierunek różniący się ściśle o 45° od dnieprowskiego rowu ryftowego. Jest ono krótkie, zamknięte od W południkowym podniesieniem przełęcza strukturalną poleską, mającą cechy sztywne, nie podającego się ruchom wertykalnym długiego wału. W zapadlisku osady dewonu środkowego leżą bezpośrednio na podłożu proterozoicznym, a na W od przełęczy poleskiej osady starszego paleozoiku są obecne i miększe. Wskazuje to na odmienny rozwój pokrywy osadowej obszarów platformy rozdzielonych przełęczą (vide 16, 18, 19).

Decydującą rolę przy tektogenezie zapadliska odgrywały ruchy wertykalne (35), zrzucające jedne, a dźwigające inne bloki. Dowodem tego jest w osi zapadliska występujące zrębowe wyniesienie Mikaszewicz–Żytkowicz, gdzie skały krystalicznego podłoża są blisko powierzchni. J.J. Garecki (16) przypisuje jego powstanie ruchom górnofrzańskim, a więc najsilniej ożywionemu przejawowi diastrofizmu w rowie dneprzańskim. Uskoki brzeżne zapadliska w cytowanych pracach są wiązane głównie z

famenem. Subsycencja była tu w dewonie dwukrotnie, a w karbonie wielokrotnie słabsza niż w rowie dnieprowskim. Był to więc marginalny, wygasający objaw diastrofizmu waryscyjskiego w całej strukturze prypecko-dnieprowsko-donieckiej. Uskok PM nie odegrał dominującej roli w jego tektogenezie, dlatego że był uskokiem przesuwczym o reżimie kompresyjnym.

Wczesnowaryscyjska (przedbretońska) tektogeneza w brzeżnej części platformy wschodnioeuropejskiej. Ta wstępna faza diastrofizmu waryscyjskiego zaznaczyła się na terenie Polski wyraźnie w rowie mazowiecko-lubelskim, inicjując jego powstanie. Jeśli prócz silnej subsycencji potwierdzi się wulkanizm na rozłame Kocka, to będzie można mówić o jego ryftogenezie. W każdym razie potwierdził się wniosek, wysunięty z obrazu anomalii magnetycznych, że lineament Kocka istniał już w prekambrze i został ruchami wczesnowaryscyjskimi odmłodzony. Innym objawem tych ruchów było powstanie PM i dźwignięcie jego północnego skrzydła – masywu mazurskiego.

Bretońska tektogeneza. Pod koniec tego liguryjskiego etapu tektogenezy wczesnowaryscyjskiej, w polifazie bretońskich ruchów tektonicznych zmienił się kierunek naprężeń i przesunięć. Miało to związek z kolizją Gondwany lub mikrokontynentów z nią związanych (2, 57). Na istnienie tej kolizji od strony Morza Czarnego mogą wskazywać fałdowania i granitoidy wczesnowaryscyjskie Dobrużdy (12). **Nacisk na starą platformę był skierowany ku NWN i przesunął nieznacznie cały narożny mikrokontynent w tym kierunku zamykając ryft dnieprowski, na którym w tym momencie zakończyły się objawy wulkanizmu. Nastąpiło**



Ryc. 2. Geodynamika waryscyjska platformowego obszaru Europy Środkowej

1 – wczesnokaledońska strefa przesuwcza w podłożu pokrywy waryscyjskiej, 2 – uskoki paleozoiczne podpermskie, 3 – izolinie głębokości powierzchni Moho, 4 – strefy dyslokacyjne wczesnowaryscyjskie, 5 – kierunki wczesnowaryscyjskie dyslokacji przesuwczych, 6 – kierunek wczesnowaryscyjskiego (D_{2-3}) i późnobretońskiego (C_1) ruchu bloku naroża SW platformy wschodnioeuropejskiej, 7 – kierunki późnobretońskich ruchów dyslokacji przesuwczych, 8 – uskok Kocka, 9 – strefa antyklinalna Litowieża, stanowiąca przesuniętą uskokiem przesuwczym strefę uskoku Kocka, 10 – rotacja późnobretońska, 11 – pokrywy diabazowe, 12 – hipotetyczny przebieg czoła eksternidów waryscyjskich, 13 – dyslokacja w Moho, ograniczająca strefę anomalną Gutercha

Fig. 2. Variscan geodynamics of the central European platform area

1 – Early Caledonian strike-slip zone in the basement of Variscan cover, 2 – pre-Permian Paleozoic faults, 3 – isolines of depth of Moho surface, 4 – Early Variscan dislocation zones, 5 – directions of strike-slip at Early Variscan shear zones, 6 – direction of Early Variscan (Middle-Late Devonian) and Late Bretonian (Early Carboniferous) displacements of south-western corner of East-European Platform, 7 – directions of strike-slip at Late Bretonian shear zones, 8 – Kock fault, 9 – Litowież anticlinal zone, representing a part of Kock fault zone offset by shear zone, 10 – Late Bretonian rotation, 11 – diabase covers, 12 – hypothetical front of Variscan externides, 13 – dislocation in Moho delineating the Guterch anomalous zone

znaczne zmniejszenie subsydencji w rowach prypeckim i dniewrowskim.

Na W i N od masywu ukraińskiego cały obszar między uskokami PM a północną granicą zrębu Łuków–Ratno i KWW uległ również kompresji. Ruch ku NWN przejawiał się dwoma składowymi równoległoboku sił: ku N i ku W skierowanymi. W wyniku ich działania został ściśnięty podłużnie, wypchnięty ku górze i przesunięty nieco ku N z ręb Łuków–Ratno, którego północna granica przebiega na krawędzi sztywnego, kambryjskiego bloku warszawskiego. Jednocześnie (położony na S od tego bloku) klinowaty obszar Lubelszczyzny Północnej i podniesienia kowelskiego został przesunięty składową równoleżnikową ruchów ku W. W wyniku tych ruchów obszar podniesienia kowelskiego ma zdyslokowaną fałdowo pokrywę staropaleozoiczną (56, 32). Powstał uskok przesuwczy KWW.

Część tego obszaru, położona na W od uskoku Kocka uległa niewielkiej rotacji prawoskrętnej, rozrywając i przesuwając krawędź starej platformy pod Białobrzegami. Rotacja nastąpiła wskutek zmniejszania się ku N (bliżej stabilnej strefy osiowej struktury wachlarzowej) wartości składowej sił, skierowanej ku W.

W konsekwencji tych przesunięć na Lubelszczyźnie pojawił się ryftowy magmatyzm. W górnym wizenie wy dostała się na powierzchnię magma zasadowa. Subsydencja nastąpiła z pewnym opóźnieniem i osiągnęła maksymalny stopień w westfalu, później niż w rowach dniewrowskim i prypeckim. Powstanie ryftu i związane z nim intruzje materiału płaszczą do skorupy zostało potwierdzone przez geofizyków (21, 22). Decydujące w ich pracach były badania głębokich sondowań sejsmicznych, ale również i refrakcji płytszej, sięgającej do powierzchni podłoża skał osadowych. W pracach tych autorów i innych (44) ugruntował się stopniowo pogląd o ryftowym charakterze struktury Moho na brzegu starej platformy oraz o początkowo alpejskim, a obecnie waryscyjskim czasie powstania tej struktury.

Ryft i cechujące go objawy magmatyzmu nie przekroczyły ku S strefy KWW, stanowiącej wyraźną nieciągłość w litosferze. Magmatyzm pojawił się na szeroko skalę po NE stronie uskoku Kocka, wyraźnie wiążąc się z posthumnymi uskokami NE–SW (1), nie dochodząc ku N do osi zrębu Łuków–Ratno. Wizeński magmatyzm zasadowy pojawił się i na N od zrębu Łukowa w Okuniewie i Płońsku (50). Wiązał się on z krzyżowaniem się rozłamów N–S i W–E. Z tymi pierwszymi wiąże się więc stwierdzenie propagacji efektów naprężeń wywołanych w fazach bretońskich przez składową sił skierowaną ku N. Objęła ona głównie brzeżny pas platformy wschodnioeuropejskiej, w Polsce sięgając do Bałtyku.

Późnowaryscyjskie ruchy. Po ukształtowaniu się orogenu waryscyjskiego w Europie Zachodniej i Środkowej zapanowały warunki tensji w basenie przedgórskim (57). Powstały liczne mobilne rowy synsedymantacyjne. W tym czasie uformowały się eksternidy zachodniej Polski i karboński rów mazowiecko-lubelski (32).

W fazach epiwaryscyjskich, asturyjskiej i późniejszych nastąpiła słaba kompresja rowu mazowiecko-lubelskiego i struktur otaczających go od SE. Odcinek lubelski charakteryzuje się karbońskimi warstwami ujętymi w części północnej w fałdy połogie, a w części południowej w strome, asymetryczne i połączone niejednokrotnie z uskokami odwróconymi (58). Część rowu położona na S od KWW uległa podniesieniu i brak w niej najmłodszych osadów karbonu.

Interesujący jest obraz tektoniczny strefy KWW i w jej bezpośrednim sąsiedztwie. Powstały tu (związane z prze-

suwem) kulisowo ustawione dyslokacje fałdowe z uskokami odwróconymi o kierunku WNW–ESE, a więc wyraźnie różne od kierunku rowu i fałdów położonych dalej na N od strony KWW. Pasują one do teoretycznego modelu przesuwu przedstawionego przez W. Jaroszewskiego (23, str. 319 i 320). Są to struktury kompresyjnie powstałe w pokrywie osadowej nad strefą przesuwu bloków podłoża. Ich kierunek tworzy kąt mniejszy od 45° z linią przesuwu, wzrastający w miarę oddalania się od niej. Czy struktury te są odmłodzonymi efektami bretońskiego ruchu przesuwczego, czy też był jeszcze niewielki ruch przesuwczy późnowaryscyjski – tego dotychczas nie rozstrzygnięto. W każdym razie ich istnienie i zgodny z modelem charakter tych struktur przesądza prawdziwość koncepcji uskoku przesuwczego KWW.

WARYSCYJSKIE STRUKTURY TEKTONICZNE PRZEDPOLA PLATFORMY WSCHODNIOEUROPEJSKIEJ

Polska Środkowa. Waryscyjskie struktury Polski Środkowej na przedpolu platformy są słabo poznane. Trzy przekroje refrakcyjne okolic Torunia, Płocka i Przysuchy dostarczyły informacji o strukturze podpermiej. Kilka zaledwie wierceń przebiło perm, wchodząc nieznacznie w jego podłoże. Wszystkie one, z wyjątkiem najbliższej Łysogór położonego otworu Ostałów, wykazały że powierzchnię kompleksu waryscyjskiego stanowią zdyslokowane osady karbonu.

Najwyraźniejszą strefą dyslokacyjną na środkowym odcinku jest PM, dobrze udokumentowana potomnymi ruchami kimeryjskimi. Na S od niej struktura Kłodawy wyznacza dyslokację NWN–SES, ciągnącą się daleko ku S aż po okolice Bożej Woli. Struktura ta, uważana przez J. Poborskiego za łuskę permską nasuniętą ku W ma cechy silnych deformacji kimeryjskich i laramijskich. Ten sam kierunek ma strefa dyslokacji kulisowych Opoczna, przechodząca w obszar Łysogór i Dymn na E od Kielc. Na E od Opoczna jakiś związek z tą generacją dyslokacji mają fleksury brzeżne (38, 44).

Na północnym przedpolu Łysogór, gdzie pokrywa permomezozoiczna jest cieńsza, dobrej informacji o uskokach waryscyjskich dostarcza analiza mapy grawimetrycznej. Szczególnie tyczy to okolic Annapola. Krzyżują się tu kierunki anomalii grawimetrycznych WNW–ESE i NWN–SES. Pierwsze wiążą się z kierunkiem fałdów wczesnowaryscyjskich Łysogór, drugie są znane z całego przedpola platformy wschodnioeuropejskiej i są prawdopodobnie wieku późnowaryscyjskiego. Dyslokacje submeridionalne przesuwają prawoskrętnie dyslokacje subrównoleżnikowe.

Pomorze. Na W od Bydgoszczy pokrywa permo-mezozoiczna jest cieńsza i jej podłoże jest lepiej poznane (47, 46). Pokrywa waryscyjska jest zachowana na Pomorzu po południowej stronie krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej, która ma tu kierunek WNW–ESE. Dyslokacje przedwaryscyjskie i wczesnowaryscyjskie mają kierunek zgodny z krawędzią platformy, amplituda zrzutów wynosi częstokroć 1000–4000 m i bywają one odmładzane w późniejszych fazach waryscyjskich i alpejskich. Ogólnie w północnej części panuje system uskoków antytetycznych zrzucających o 200–2000 m skrzydła południowe. Wiążą się one ku E – przez okolice Grudziądza – z subrównoleżnikowymi dyslokacjami północnej części zapadliska prypeckiego, które również zrzucają skrzydła południowe.

System uskoków submeridionalnych, o kierunku przeważnie NWN–ESE, jest tu trudniejszy do ustalenia, gdyż

są to uskoki zrzutowo-przesuwcze prawoskrętne o niewielkiej amplitudzie zrzutu. Również, jak i w Polsce Środkowej, często stanowią one wiązki kulisowe. Najwyraźniej zaznacza się taka strefa dyslokacyjna pod Szubinem, gdzie zrzut jest wyjątkowo duży (do 2000 m). Ograniczają one od W blok Kujaw. Nazwano ją strefą Chojnice – Szubin – Inowrocław – Ponętów. Amplituda przesuwu tych uskoki jest również nieduża (1 do 10 km).

Na obszarze pomorskim w strukturze pokrywy waryscyjskiej wyróżnia się trzy jednostki tektoniczne. Przyległa do krawędzi, najbardziej mobilna – to pas bloków Koszalin – Chojnice. Następna ku S, bardzo słabo zdyslokowana – to masyw Szczecinka. Na tej jednostce, na kontakcie z wyżej opisaną jest pojedynczy fałd brachyantyklinalny, asymetryczny ze stromym skrzydłem NE, utworzony ruchami późnowaryscyjskimi. Od S graniczy z nim blok Czaplinka, a dalej masyw Szczecina – oba słabiej poznane. Na granicy masywu Szczecinka i bloku Czaplinka jest centryklina Trzebiatowa, powstała w kącie rozchodzenia się dwóch stref dyslokacyjnych WNW – ESE od S i NWN – SES do E.

Obszar bałtycki. Brak refrakcyjnej sejsmiki i wierceń utrudnia tu rozpoznanie tektoniczne. Prace sejsmiki refleksyjnej dopiero ostatnio dostarczyły informacji o paleozoiku podpermskim. Tektonikę Rugii i Duńskich Wysp zsyntetyzował J.C. Baartman (5). Na Bałtyku rozchodzą się dwie główne strefy dyslokacyjne paleozoiczne: lineamenty TEF i TT. Dominują uskoki submeridionalne zrzutowo-przesuwcze, podrzędnie występują – równoległe do TEF – subrównoleżnikowe dyslokacje. Lineament TEF jest porożciniany i schodkowo poprzesuwany uskokiami prawoskrętnymi. Największe z nich to strefa Adler – Kamień Pomorski. Wyjątkowo uskok Reska jest lewoskrętny.

TEKTOGENEZA PÓŻNO- I EPIWARYSCYJSKA

Ostatni etap tektogenezy waryscyjskiej cechowała polaryzacja diastroficzna. W Polsce Zachodniej silna subsydencja migrowała wraz z diastrofizmem kompresyjnym ku N (*vide* A. Żelichowski w 32). Istotną rolę odegrał uskok PM, na którym zatrzymała się migracja subsydencji wczesno-karbońskiej, trwająca do namuru włącznie, oraz ruchy horizontalne fałdujące strefę poznańską (32) eksternidów po westfalu A.

W westfalu, jak precyzuje cytowany autor, zaczęły się tworzyć zapadliska śródgórskie z kwaśnym wulkanizmem. Ostatni paroksyzm kompresji – asturyjski (25) rozegrał się na przedpolu internidów waryscyjskich i był połączony z bimodalnym wulkanizmem. Z nim jedynie możemy wiązać powstanie wielkiej strefy przesuwczej, którą stanowi SW krawędź „rowu Gutercha” w Moho. Należy wyjaśnić, że na przekrojach GSS LT2, VII, LT4 i LT5 rozłamy graniczne „rowu” leżą na jednej linii prostej. Na S od LT5 wykorzystuje ona wcześniej powstałe rozłamy, jak uskok świętokrzyski (21, 22). Ta głęboka strefa przesuwcza, określona symbolem SMM (Skania – masyw małopolski), nie jest na odcinku Piła – Bornholm udokumentowana badaniami GSS w Moho. Amplituda przesuwu jest niewielka – kilkanaście do paru dziesiątków kilometrów. Na odcinku między Górami Świętokrzyskimi i Skanią, gdzie pokrywa waryscyjska jest szczególnie gruba i słabo zbadana, brak wyraźnych uskoki podłużnych nad SMM. Natomiast w bardzo szerokim pasie są wyżej opisane niskokątowe uskoki NWN – SES z nią sprzężone. Uskoki te między Przemyślem i Kołobrzegiem stanowią strefę TT *sensu lato* również w rozumieniu A. Gutercha, pokrywając

obszar wyróżnionej przez niego anomalii Moho. Pokrywają się też z obszarem permomezozoicznego rowu środkowopolskiego, są zgodne z nim na Bałtyku i wkraczają na obszar platformy wschodnioeuropejskiej, tnąc i przesuwając odcinki jej krawędzi. Uskoki te tną i przesuwają również wszystkie strefy dyslokacyjne wczesnowaryscyjskie struktury wachlarzowej.

Z wyraźną granicą bloków litosfery, jaką stanowi SMM, jest związana wschodnia granica eksternidów waryscyjskich oraz obszar wulkanizmu epiwaryscyjskiego – bimodalnego. Jednocześnie jest to zachodnia granica obszaru silnej subsydencji w mezozoiku.

Na zakończenie należy dodać, że w fazie starokimeryjskiej w triasie powstał nowy rozłam w litosferze, równoległy do SMM, po jego SW stronie, odległy od niego o około 50 km, zwany Poznań – Rzeszów (11), również udokumentowany na przekrojach GSS.

LITERATURA

1. Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. A.M. Żelichowski, S. Kozłowski (red.). Inst. Geol. 1983.
2. Atlas litologiczno-paleogeograficzny obszarów platformowych Polski 1:2 000 000, cz. I – proterozoik i paleozoik. J. Czermiński i M. Pajchłowa (red.). Wyd. Geol. 1974.
3. Atlas geologicznego strojenia i nieftiegazonosnosti Dnieprowsko-Donieckoj wpadiny. Min. Geol. USSR. Kijew 1984.
4. Autran A., Cogné J. – La zone interne de l'orogène varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne Hercynienne. Mém. BRGM 1980 no. 108.
5. Baartman J.C. – Structural outline of Denmark (Pre-Upper Permian). Geol. Surv. of Denmark 1976.
6. Berthelsen A. – Towards a palinspastic tectonic analysis of the Baltic Shield. Mém. BRGM 108. Col. C6. Geol. de l'Europe 26 CG1. 1980.
7. Berthelsen A. – The early (800 – 300 Ma) crustal evolution of the off-shield regions of Europe. European Geotraverse. European Science Foundation Strasbourg 1984.
8. Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H. – Wielkoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. Prz. Geol. 1981 nr 10.
9. Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H. – Ruchy przesuwcze w południowej Polsce w paleozoiku. Ibidem 1983 nr 12.
10. Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. S. Marek (red.). Pr. Inst. Geol. 1983 t. 103.
11. Budowa geologiczna Polski, t. IV, Tektonika, cz. 1, Niż Polski. W. Pożaryski (red.). Wyd. Geol. 1974.
12. Carte tectonique internationale de l'Europe et des régions avoisinantes. 1:2,5 millio; Carte Géol. d. Monde. Moscou 1981.
13. Chain W.J. – Geotektonika ogólna. Wyd. Geol. 1974.
14. Chiżniakow A.W., Żelichowski A.M. – Zarys tektoniki obszaru lubelsko-lwowskiego. Kwart. Geol. 1974 nr 4.
15. Garecki R.G. (red.) – Tiektonika Bietorussii. Nauka i Technika Minsk 1976.
16. Garecki R.G. (red.) – Tiektonika i paleogeografija zapada Wastoczno-Jewropiejskoj Platformy. Ibidem 1981

17. Garecki R.G. (red.) – Osnownyje czerty tiektoniki Bielorusii i Pribaltiki. Geotiektonika 6. Moskwa 1982.
18. Garecki R.G. (red.) – Paleotiektonika Bielorusii. Nauka i Technika Mińsk 1983.
19. Garecki R.G. (red.) – Tiektoniczeskije issledowanija w Bielorusii. Ibidem 1983.
20. Garecki R.G. (red.) – Tiektoniczeskije issledowanija zapada Wastoczno-Jewropejskoj Platformy. Ibidem 1984.
21. Grabowska T., Perchuć E. – Gravimetric seismic model of the Earth's crust in the region of south-eastern Poland. Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc. 1985 A-1G (175).
22. Guterch A., Grad M., Materzok R., Pajchel J., Perchuć E., Toporkiewicz S. – Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the paleozoic and precambrian platforms and the Carpathian Mts. in Poland. Acta Geoph. Pol. 1984 vol. 32 no. 1.
23. Jaroszewski W. – Fault and Fold Tectonics. PWN Warszawa. E. Horwood Limited – Chichester 1984.
24. Johnson G.A.L. – Closing of the Carboniferous Sea in Western Europe. [In:] Trarling D.H., Runcorn S.K., (edit.) – Implications of continental drift to the Earth sciences. Ac. Press London, New York 1973.
25. Jowett E.C., Jarvis G.T. – Powstanie ryftów przedpola. Kwart. Geol. 1984 nr 2.
26. Jóźwiak W., Młynarski S. – Budowa spągu cechsztynu na podstawie badań sejsmicznych. Prz. Geol. 1984 nr 10.
27. Klingspor J. – Radiometric age-determination of basalts, dolerites and related syenite in Skane, southern Sweden. G. Fö Stockholm Fö. 1976 vol. 98 no. 3.
28. Kotański Z., Miłaczewski L. – Rozwój paleotektoniczny dewońskiej struktury Zwolenia. Biul. Inst. Geol. 1977 no. 303.
29. Kubicki S., Ryka W. – Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Inst. Geol. 1982.
30. Ljaszkiewicz Z.M. – Wulkaniczeskije porody Dnieprowsko-Donieckoj wpadiny – obrazowanija driewniej riftowej zony. Dok. Ak. Nauk SSSR 1974 t. 214 no. 4.
31. Majorowicz J. – Mapa strumienia cieplnego Polski na tle pola geotermicznego Europy oraz niektóre aspekty interpretacji. Acta Geof. Pol. 1976 vol. 27 no. 2.
32. Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich 1:1 mln. W. Pożaryski i Z. Dembowski (red.). Inst. Geol. 1984.
33. Mapa tektoniczna cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego na Niżu Polskim. R. Dadlez (red.) Wyd. Geol. 1980.
34. Marek S., Znosko J. – Tektonika Kujaw. Kwart. Geol. 1972 nr 1.
35. Milanowski J.J. – Riftogieniez w historii Ziemi. Niedra Moskwa 1983.
36. Miłaczewski L. – Dewon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. Pr. Inst. Geol. C I. 1981.
37. Miłaczewski L., Radlicz K., Nehring M., Hajłasz B. – Osady dewonu w podłożu północnozachodniej części lubelskiego odcinka niecki brzeżnej. Biul. Inst. Geol. 1983 nr 344.
38. Pożaryski W. – Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. Biul. Państw. Inst. Geol. 1948 nr 46.
39. Pożaryski W. – Mapa tektoniczna 1:200 000. [W:] Ropo- i gazonośność synklinorium warszawskiego na tle budowy geologicznej. W. Pożaryski i S. Marek (red.). Inst. Geol. 1968.
40. Pożaryski W. – Ropo- i gazonośność synklinorium warszawskiego na tle budowy geologicznej. W. Pożaryski i S. Marek (red.). Cz. I. Budowa geologiczna. Atlas geostrukturalno-naftowy. Tab. 5 1970.
41. Pożaryski W. – Rozwój tektoniczny starszego paleozoiku w środkowej i północnej Polsce. Kwart. Geol. 1968 nr 4.
42. Pożaryski W. – Rowy tektoniczne kimeryjskie na tle ewolucji strukturalnej Nizy Polskiego 1970 nr 2.
43. Pożaryski W. – Rozwój strukturalny Nizy Polskiego w epoce waryscyjskiej. Biul. Inst. Geol. 1972 nr 252.
44. Pożaryski W. – Problem IA – Rozwój tektoniczny i facjalny młodszego mezozoiku na przekroju Starachowice – Anopol. [W:] Przewodnik 48 Zjazdu PTG 1976.
45. Pożaryski W. – The western margin of the Old Eueopean Platform in Poland in the light of DSS data. Publ. of the Inst. of Geol. 1976 A-2 (101).
46. Pożaryski W. – Tektonika. [W:] Budowa geologiczna wału pomorskiego. A. Raczyńska (red.). Paleozoik podpermski. Pr. Inst. Geol. 1986.
47. Pożaryski W., Tomczyk H., Brochwicz-Lewiński W. – Tektonika i ewolucja paleotektoniczna paleozoiku podpermskiego między Koszalinem i Toruniem (Pomorze). Prz. Geol. 1982 nr 12.
48. Ryka W. – Tektonika uskokowa cokołu krystalicznego platformy prekambryjskiej w Polsce. Kwart. Geol. 1982 nr 3–4.
49. Shelton J.W. – Listric normal faults: an illustrated summary. Am. Ass. of Petr. Geol. Bull. 1984 vol. 68 no. 7.
50. Skąły platformy prekambryjskiej w Polsce cz. 2. Pokrywa osadowa. A. Łaszkiewicz (red.). Pr. Inst. Geol. 1974 t. 74.
51. Sołłogub W.B., Czekunow A.W. – Stratyfikacja rozdziału M. Dokł. Ak. Nauk 1979 t. 244 nr 6.
52. Sołłogub W.B., Czekunow A.W. – Głębinoje strojenije Centralnoj i Jugo-Wastocznoj czastiej Jewropejskiego kontinenta i zadaczi kompleksnogo izuczenija litosfiery. [W:] Tiektonosfera Ukrainy. Naukowa Dumka 1980.
53. Suwejsdis P.J. (red.) – Tiektoniczeskaja karta pribaltiki. [W:] Tiektonika pribaltiki. „Mosklas” Vilnius 1979.
54. Stratigrafija URSR. Tom IV Cz. 2. Diewon (Szulga P. L. – red.). Naukowa Dumka 1974.
55. Vejbaek O.V. – Seismic stratigraphy and tectonics of sedimentary basins around Bornholm Southern Baltic. DGU A København 1985 no. 3.
56. Wiszniałow J.B., Głusko W.W., Pomianowska G.M., Chiżniakow A.W. – Grundzüge der geologischen Entwicklung des SW-Randes der Osteuropäischen Tafel im Zeitraum Oberproterozoikum-Paläozoikum auf dem Territorium der Ukraine Z. An. Geol. 1984 nr 80/1.
57. Ziegler P.A. – Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Int. Pet. Maat. B. V. 1982.
58. Żelichowski A.M. – Rozwój budowy geolo-

- gicznej obszarze między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Biul. Inst. Geol.* 1972 nr 263.
59. Żelichowski A.M. — Tektonika niecki brzeżnej i jej podłoża między Warszawą a Dęblinem w strefie uskoku Grójca. *Ibidem* 1983 nr 344.
60. Żelichowski A.M., Chlebowski R., Grotek J., Kmieciak H., Kowalski W., Woźniczka S. — Osady karbonu w strefie uskoku Grójca. *Ibidem*.
61. Żytko K. — Some problems of a geodynamic model of the Northern Carpathians. *Kwart. Geol.* 1985 nr 1.

SUMMARY

The major tectonic elements of the basement, rejuvenated at the Variscan stage of tectogenesis, include Early Proterozoic directions NE—SW in eastern Poland and Byelorussia, Late Proterozoic Kock Fault, and Early Caledonian strike-slip fault, called as Trans-European Fault and representing SW margin of the East-European Platform. In the Middle Devonian a microplate representing SW corner of the East-European Platform became broken-off of the rest of the platform and slightly offset to the west. This was connected on the one hand with origin of a continental rift and alkaline-ultramafic volcanic activity in the Dnepr Trough and, on the other hand, origin of a system of fan-like sublatitudinal fractures west of northern end of that trough. This was the reason of development of W—E oriented strike-slip Płońsk—Mikaszewice fault (PM), running along the axis of fan-like fracture system and delineating the mobile microcontinent in the north. The fault has been traced in central Poland, where it is responsible for breaking and sinistral offset of TEF, representing the platform margin. This and other strike-slip faults have been identified in part on the basis of the nature of derivative faults from higher levels, with reference to theory recently put forward by W. Jaroszewski.

In the Bretonian phases, the westward movement of the microcontinent ended and volcanic activity ceased in the Dnepr Trough. In connection with collision in the geosyncline in the south, the microcontinent became subjected to a NWN oriented stress. This resulted in strong deformations in area south of PM, in zones bounded by the fan-like fractures, and the strike-slip Krasnystaw—Włodzimierz Wołyński fault (KWW) at western extension of southern margin of the Prypeć Depression, due to squeezing out of a wedge-like block to the west, along PM and KWW. The Lublin part of this wedge-like block, bounded by the Kock Fault and platform margin, underwent rotation and a small rift opened for a short time in the vicinities of Lublin in the Viséan, leading to a rise of basic magmas.

Fan-like dislocations enter south-western foreland of the East-European Platform in Poland and Baltic area. PM marks northern boundary of the Variscan orogen, and the Grudziądz dislocation (G) coincides with the margin of the platform. Western dislocation zone of marginal anomaly in Moho is rectilinear and may be interpreted as the Skania—Masyw Małopolski strike-slip fault (SMM).

The latter represents eastern boundary of shows of epi-Variscan bimodal volcanic activity. A wide zone of NWN—ESE oriented epi-Variscan derivative faults originated above SMM. It should be noted that these faults were repeatedly rejuvenated in the Mesozoic times.

РЕЗЮМЕ

Главными тектоническими элементами фундамента, которые возобновлялись на этапе варисцийского тектогенеза, являются: раннепротерозойские направления СВ—ЮЗ в восточной Польше и Белоруссии, позднепротерозойский сброс Коцка, раннекаледонский сдвигающий сброс, составляющий собой ЮЗ край Восточноевропейской платформы. В среднем девоне произошло оторвание микроплиты юго-западной угловой части Восточноевропейской платформы и небольшое перемещение к западу. Это было связано с одной стороны с образованием континентального рифта и щелочно-ультраосновного вулканизма в Днепровской впадине и — с другой стороны — с образованием структуры веерных субширотных разломов к западу от северного края Днепровской впадины. В связи с этим движением образовался сдвигающий сброс З—В, ограничивающий с севера мобильный микроконтинент, находящийся в оси структуры веерных разломов, определённый символом ПМ. Он был обнаружен в центральной Польше, где разрывает и перемещает Трансевропейский сброс, составляющий собой край Восточноевропейской платформы. Этот сброс, так как и другие сдвигающие сбросы, были документированы частично на основании находящихся в осадочном покрове производных сбросов над сдвигающим сбросом, согласно теории разработанной В. Ярошевским. В фазах бретонских движений кончилось перемещение микроконтинента к западу и прекратился вулканизм в Днепровской впадине. В связи с коллизией в геосинклинали на юге появился напор на микроконтинент, направленный к СЗС. Он стал причиной сильных деформаций в зонах охваченных веерными дислокациями к югу от ПМ (Плоньск—Микашевиче). В западном продолжении южного края припетского прогиба образовался сдвигающий сброс Красныстав—Владимир Воłyнский (КВВ) из-за вытолкновения к западу клиновидной территории расположенной между ПМ и КВВ. Люблинский блок этого клина, ограниченный сбросом Коцка и краем, подвергнулся ротации и около Люблина произошло открытие краткого рифта с выделением щелочной магмы (в визейском ярусе).

На ЮЗ предполье Восточноевропейской платформы в Польше и на Балтийском море входят веерные дислокации. ПМ является северной границей варисцийского орогена, а Г (грудзёнская) дислокация совпадает с краем древней платформы. Западная дислокационная зона второстепенной аномалии в Мохо прямолинейная и её можно считать сдвигающим сбросом Скания — Малопольский массив, составляющим собой восточную границу проявлений бимодального — эпиварисцийского вулканизма. Над ним образовалась широкая зона производных сбросов с направлением СЗС — поздневарисцийских, омоложенных в мезозое.