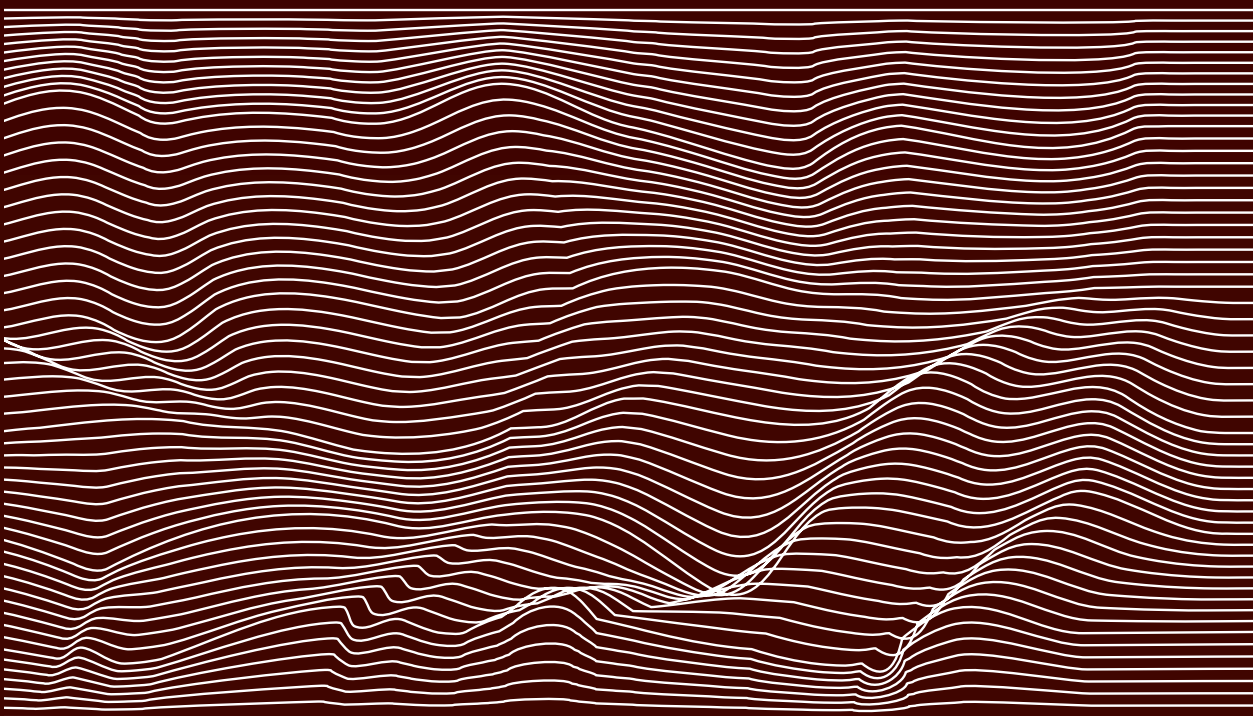




Ewa Stupnicka

Geologia regionalna Polski



Ewa Stupnicka

Geologia regionalna Polski



Warszawa 2013

Recenzenci
Tadeusz Gunia
Stefan Kozarski

Projekt okładki i strony tytułowej
Jakub Rakusa-Suszczewski

Redaktor
Jadwiga Dreger

Redaktor techniczny
Ewa Choińska

Korekta
Jolanta Mazek

Łamanie
Dariusz Górski

© Copyright by Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego 2007

ISBN 978-83-235-0253-1
ISBN 978-83-235-1787-0 PDF

Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego
00-497 Warszawa, ul. Nowy Świat 4
www.wuw.pl; e-mail: wuw@uw.edu.pl
Dział handlowy: tel. (0 48 22) 55 31 333
e-mail: dz.handlowy@uw.edu.pl
Księgarnia internetowa: www.wuw.pl/księgarnia

Wydanie III zmienione, dodruk I, Warszawa 2013

Spis treści

Wstęp do wydania trzeciego	5
Wstęp do wydania drugiego	6
Wstęp do wydania pierwszego	7
1. Budowa geologiczna Polski na tle budowy Europy	9
1.1. Główne struktury geologiczne Polski i Europy	9
1.2. Ewolucja tektoniczna terenów Polski i podział na jednostki geologiczne	11
2. Strefa Teisseyre’a–Tornquist	20
2.1. Wpływ uskoków strefy T–T na rozwój sedimentacji	22
2.2. Granica platformy wschodnioeuropejskiej i wyniki badań głębokich stref skorupy	25
2.3. Charakterystyka strefy G (TESZ)	28
3. Północno-wschodnia Polska – prekambryjska platforma wschodnio- -europejska	31
3.1. Wyniesienie mazurskie i budowa krystaliniku północno-wschodniej Polski ...	32
3.1.1. Budowa krystaliniku	33
3.1.2. Ewolucja wyniesienia mazurskiego	40
3.2. Obniżenie nadbałtyckie	41
3.3. Obniżenie podlaskie	52
3.4. Struktura zrębowa podlasko-lubelska	58
4. Blok dolnośląski	61
4.1. Główne rysy budowy i najważniejsze etapy rozwoju	62
4.2. Jednostki geologiczne bloku dolnośląskiego	64
4.3. Sudety Zachodnie	66
4.3.1. Krystalinik karkonosko-izerski	66
4.3.2. Metamorfik kaczawski i depresja Świebodzie	69
4.3.3. Niecka północnosudecka	74
4.4. Sudety środkowe	76
4.4.1. Kra sowiogórska	76
4.4.2. Krystalinik Łącka-Śnieżnika	79
4.4.3. Krystalinik orlicko-bystrzycki	83
4.4.4. Granitoidy Kudowy i kłodzko-złotostocki	85
4.4.5. Metamorfik kłodzki	86
4.4.6. Struktura bardzka	88
4.4.7. Depresja śródsudecka	90
4.5. Przedgórze Sudeckie	94
4.6. Jednostki trzeciorzędowe południowo-zachodniej Polski	96
5. Struktura śląsko-morawska	102

5.1. Metamorfik wschodniosudecki	104
5.2. Strefa kulmowa	107
5.3. Niecka górnośląska	110
6. Struktury paleozoiczne wyżyn środkowopolskich	118
6.1. Strefa krakowska	119
6.2. Strefa miechowsko-rzeszowska	126
6.3. Strefa kielecka	133
6.4. Strefa łysogórska	147
6.5. Strefa radomsko-kraśnicka	153
6.6. Niecka nadbużańska	157
7. Struktura Koszalin–Chojnice	167
8. Jednostki mezozoiczne północnej i środkowej Polski	176
8.1. Ogólna charakterystyka pokrywy permsko-mezozoicznej	176
8.1.1. Procesy subsydencji w basenie środkowopolskim	180
8.1.2. Tektonika	184
8.2. Płyta permsko-mezozoiczna Polski północno-wschodniej	189
8.3. Niecka brzeźna	191
8.4. Wał środkowopolski	197
8.5. Niecka szczecińsko-łódzko-miechowska	208
8.6. Monokliny przedsudecka i krakowsko-częstochowska	218
9. Jednostki trzeciorzędowe środkowej Polski	228
10. Karpaty	235
10.1. Karpaty wewnętrzne	238
10.1.1. Tatry	238
Trzon krystaliczny	239
Skały osadowe	243
Ewolucja tektoniczna i główne jednostki tektoniczne Tatr	247
10.1.2. Pieniński pas skałkowy	253
Etapy rozwoju basenu sedymentacyjnego	255
Serie skałkowe	256
Ośłona skałkowa	261
Poglądy na tektonikę pienińskiego pasa skałkowego	262
Wulkanity neogeńskie w Pieninach	264
10.1.3. Niecka podhalańska	265
10.2. Karpaty zewnętrzne – fliszowe	270
10.2.1. Basen Karpat zewnętrznych	272
10.2.2. Ewolucja tektoniczna Karpat zewnętrznych	281
10.2.3. Podział regionalny Karpat zewnętrznych	284
10.2.4. Charakterystyka regionów	285
10.3. Zapadlisko przedkarpackie	298
10.3.1. Podział basenu sedymentacyjnego	299
10.3.2. Rozwój sedymentacji miocénskiej	301
Wschodnia część zapadliska	301
Zachodnia część zapadliska	305
Bibliografia	307
Indeks geograficzny	328
Indeks rzeczowy	332

Wstęp do wydania trzeciego

Trzecie, zmienione wydanie *Geologii regionalnej Polski* zostało przygotowane po wykorzystaniu opublikowanych od 1987 r. wyników badań z zakresu regionalnej geologii Polski oraz badań geofizycznych uaktualnionych w r. 1997.

Pozwoliły one materiał podręcznika uzupełnić, a niektóre problemy wyraźnie poszerzyć.

Kompozycja podręcznika nie uległa zmianom.

Dokonania badawcze ujęte w podręczniku nie wyczerpały całości zagadnień, nie usunęły też wątpliwości i różnic w poglądach dotyczących przede wszystkim wieku głównych fałdowań na różnych terenach, zasięgu poszczególnych struktur geologicznych, zwłaszcza starszych, oraz wzajemnego powiązania jednostek. Nie istnieje nadal w literaturze przedmiotu jedna spójna koncepcja podziału geologicznego Polski. Z tego powodu kolejny raz autorka musiała dokonać wyboru na użytek podręcznika, w którym nie ma miejsca na przedstawienie przeciwstawnych poglądów.

Autorka ma nadzieję, że nowe wydanie *Geologii regionalnej Polski* spełni swoją rolę jako podręcznik nauczania geologii regionalnej naszego kraju i będzie służyć nowym pokoleniom geologów.

Wstęp do wydania drugiego

Drugie, zmienione wydanie *Geologii regionalnej Polski* zostało przygotowane po wykorzystaniu opublikowanych od 1987 r. wyników badań z zakresu regionalnej geologii Polski oraz badań geofizycznych.

Pozwoliły one materiał podręcznika uaktualnić, uzupełnić, a niektóre problemy wyraźnie poszerzyć.

Kompozycja podręcznika nie uległa zasadniczym zmianom: najważniejsze to dodanie rozdziału 9: *Jednostki trzeciorzędowe środkowej Polski* oraz zmiana kolejności podrozdziałów w rozdziale 4 i dwadzieścia nowych rycin. Wszystkie inne zmiany merytoryczne znalazły swe odzwierciedlenie w treści rozdziałów i materiale ilustracyjnym występującym w wydaniu pierwszym.

Dokonania badawcze, o których mowa wyżej, nie wyczerpały całości zagadnień, nie usunęły też wątpliwości i różnic w poglądach dotyczących przede wszystkim wieku głównych fałdowań na różnych terenach, zasięgu poszczególnych struktur geologicznych, zwłaszcza starszych, oraz wzajemnego powiązania jednostek. Nie istnieje nadal w literaturze przedmiotu jedna spójna koncepcja podziału geologicznego Polski. Z tego powodu kolejny raz autorka musiała dokonać wyboru na użytek podręcznika, w którym nie ma miejsca na przedstawienie przeciwnych poglądów.

Autorka ma nadzieję, że nowe wydanie *Geologii regionalnej Polski* lepiej niż pierwsze spełni swoją rolę jako podręcznik nauczania geologii regionalnej naszego kraju i będzie służyć nowym pokoleniom geologów.

Wstęp do wydania pierwszego*

Podręcznik akademicki „Geologia regionalna Polski” stanowi pierwsze od ponad 30 lat ogólne opracowanie budowy geologicznej naszego kraju. Ostatni podręcznik o podobnym charakterze „Zarys geologii Polski” został opublikowany przez M. Książkiewicza i J. Samsonowicza w 1952 r. i wznowiony w nieco zmienionej i rozszerzonej formie w 1965 r.

Ze względu na założoną z góry niewielką objętość podręcznika, „Geologia regionalna Polski” zawiera wybrane najbardziej podstawowe wiadomości na temat budowy geologicznej Polski. Zostały one przedstawione w ujęciu regionalnym z wyróżnieniem jednostek geologiczno-strukturalnych i ich charakterystyką. Stosowany dawniej w podręcznikach tego typu podział na regiony geograficzne został zastąpiony podziałem geologicznym uzależnionym od rozwoju geologicznego. Było to możliwe dzięki znacznemu postępowi badań w ostatnim czasie.

Jednostki geologiczne zostały omówione zaczynając od tych, w których budowie dominują skały starsze (platforma wschodnioeuropejska) a kończąc na jednostkach utworzonych ze skał najmłodszych (Karpaty). Przy opisie poszczególnych jednostek pominięto jedynie pokrywowe osady środkowej i północnej Polski (trzeciorzęd i czwartorzęd), w południowej Polsce – czwartorzęd.

Podręcznik przygotowywano do druku w latach 1976–1982. Przy pracy wykorzystano głównie literaturę najnowszą, opublikowaną w latach siedemdziesiątych i z początkiem lat osiemdziesiątych bieżącego stulecia. Podstawowe znaczenie miały kolejne tomy „Budowy geologicznej Polski”, opracowane w Instytucie Geologicznym i wydawane przez Wydawnictwa Geologiczne. Zostały one uzupełnione danymi zaczerpniętymi z artykułów opublikowanych w różnych czasopismach naukowych. W ostatecznej redakcji w 1987 r. uzupełniono maszynopis ważniejszymi pracami wydrukowanymi w latach 1983–1986. Korzystano z dużej liczby opracowań. Bibliografia dołączona na końcu każdego rozdziału obejmuje tylko pozycje

* Ewa Stupnicka, *Geologia regionalna Polski*, Warszawa 1989, Wydawnictwa Geologiczne.

wybrane mogące służyć jako uzupełnienie wiadomości zamieszczonych w podręczniku.

Materiał przedstawiono w dwóch zakresach. Dane bardziej szczegółowe, dotyczące głównie litologii i stratygrafii, zostały zamieszczone drobniejszym drukiem. Mając na uwadze potrzebę przekazania Czytelnikowi jak najwięcej danych przy ograniczonej objętości tekstu, część materiału ujęto w tabele i przedstawiono na ilustracjach. Niezbędnymi załącznikami do niniejszej książki są dwie mapy geologiczne Polski w skali 1 : 1 333 000. Na jednej mapie przedstawiono utwory przedpermские, na drugiej utwory mezozoiczne, a w Karpatach również trzeciorzędowe.

W trakcie opracowania podręcznika obejmującego cały obszar Polski, gdzie występują jednostki różnej genezy i różnego wieku, nasunęły się trudności w stworzeniu kompleksowego obrazu całości. W licznych opracowaniach, monografiach i artykułach dostępnych w literaturze geologicznej takiego kompleksowego obrazu jeszcze nie wypracowano. Dotychczasowe próby stworzenia koncepcji ogólnej budowy geologicznej Polski, prezentowane przeważnie w pracach tektonicznych, nie są zadowalające, nie wyjaśniają bowiem wszystkich zjawisk. Pomimo znacznego w ostatnich latach postępu badań jest jeszcze wiele zagadnień niewyjaśnionych i spraw otwartych. Należą do nich między innymi: relacje między strukturami paleozoicznymi zachodniej i środkowej Polski, wpływ podłoża na rozwój i budowę pokrywy permско-mezozoicznej, wgłębna budowa Karpat i wiele innych. Do jeszcze trudniejszych a bardzo ważnych należy zaliczyć zagadnienia dotyczące budowy głębokich stref skorupy i jej związków ze strukturami geologicznymi sięgającymi maksymalnie do 10–12 km od powierzchni.

Trudności stwarzała również nie ujednolicona terminologia jednostek geologicznych Polski, nie ustalona hierarchia ich ważności i kryteria podziału przez różnych autorów różnie stosowane. W związku z tym ogólna koncepcja budowy Polski oraz geneza niektórych jednostek przedstawiona w podręczniku jest wynikiem przemyśleń własnych autorki.

Autorka pragnie podziękować Osobom, które wyrażały swoje uwagi w czasie pisania „Geologii regionalnej Polski”, w szczególności: dr M. Bac-Moszaszwili, doc. dr W. Bednarczykowi, prof. dr K. Dziedzicowi, prof. dr A. Guterchowi, prof. dr K. Korejwo, doc. dr J. Lefeldowi, dr H. Łobanowskiemu, dr T. Podhalańskiej, prof. dr W. Ryce oraz Współpracownikom na Wydziale Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Również najlepsze podziękowania składa recenzentom podręcznika: prof. dr K. Dziedzicowi i prof. dr A. Radomskiemu za przeanalizowanie treści i poczynione uwagi.

1. Budowa geologiczna Polski na tle budowy Europy

1.1. Główne struktury geologiczne Polski i Europy

Znaczne zróżnicowanie budowy geologicznej Polski, łatwe do zaobserwowania przez porównanie jednostek, takich jak np. Sudety i Karpaty, jest spowodowane jej położeniem w Europie Środkowej na styku głównych struktur tektonicznych tego kontynentu. Na obszarze Polski występują wszystkie podstawowe jednostki geologiczne Europy (ryc. 1.1). Są to:

1. W północno-wschodniej Polsce – **prekambryjska platforma wschodnioeuropejska**, obejmująca ponad połowę powierzchni całej Europy.

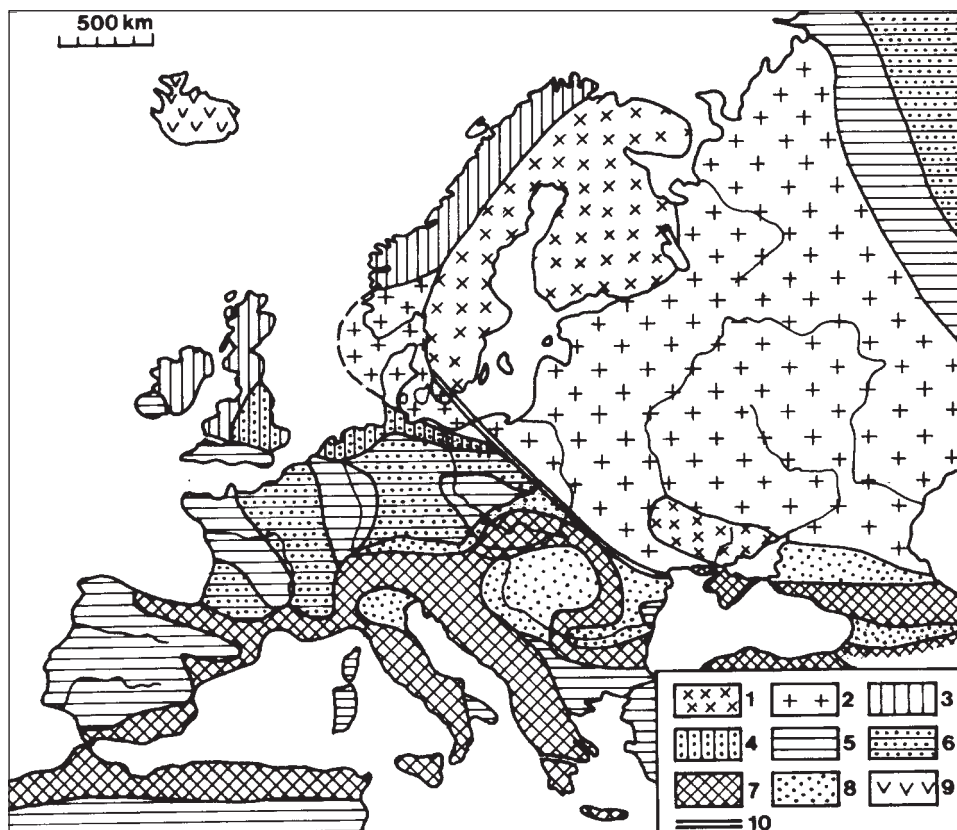
2. W zachodniej i środkowej Polsce – **paleozoiczne pasma fałdowe Europy Zachodniej i Środkowej**, kaledońskie na północy i waryscyjskie na południu, przekształcone w paleozoiczną platformę i przykryte w znacznej części miększą pokrywą osadową permsko-mezozoiczną i kenozoiczną.

3. W południowej Polsce – **alpejskie pasmo fałdowe Europy Południowej**, obejmujące Karpaty i zapadlisko przedkarpackie.

Na terenie Polski występuje także **strefa Teisseyre’a–Tornquista** (strefa T–T), o kierunku NW–SE, jedna z najważniejszych struktur tektonicznych Europy, która oddziela wielkie prowincje geologiczne tego kontynentu: platformę wschodnioeuropejską od młodszych pasm fałdowych.

Wszystkie wymienione struktury zostały w Polsce poznane – na powierzchni bądź pod pokrywą skał młodszych – dzięki wierceniom lub badaniom metodami geofizycznymi.

Jednym z trudnych do rozwiązania problemów geologii Polski jest ustalenie przebiegu granic jednostek prekambryjskich i paleozoicznych odsłaniających się w Polsce w Sudetach, Górach Świętokrzyskich i na Górnym Śląsku. Na pozostałym terenie jednostki te są przykryte skałami młodszymi. Granice między nimi są dziś również ukryte pod pokrywą młodszych osadów. Odnosi się to zwłaszcza do granicy między platformami wschodnioeuropejską – prekambryjską oraz zachodnio- i środkowoeuropejską – paleozoiczną, a także do granicy między strukturami kaledońskimi i waryscyjskimi. Gruba pokrywa permsko-mezozoicznych skał



Ryc. 1.1. Polska na tle głównych jednostek tektonicznych Europy
(wg Halickiego, niepublikowane, uzupełnione nowymi danymi)

Platforma wschodnioeuropejska: 1 – tarcze, 2 – płyty (fundament krystaliczny przykryty pokrywą osadów epi-kontynentalnych); **struktury fałdowe paleozoiczne:** struktury kaledońskie 3 – na powierzchni, 4 – pod miąższą pokrywą skał osadowych; struktury waryscyjskie zachodniej i środkowej Europy 5 – na powierzchni, 6 – pod pokrywą osadów permsko-mezozoicznych; **struktury alpejskie:** 7 – pasma fałdowe, 8 – zapadliska przedgórskie i międzygórskie wypełnione molasą neogeńską; 9 – wulkanytry trzecio- i czwartorzędowe północnego Atlantyku, 10 – strefa T-T

osadowych występujących w środkowej i północno-zachodniej Polsce znacznie utrudnia to zadanie, gdyż większość wiercen geologicznych przebija jedynie skały stosunkowo młode. Dlatego duże znaczenie dla poznania budowy starszych struktur mają metody geofizyczne.

1.2. Ewolucja tektoniczna terenów Polski i podział na jednostki geologiczne

Jeśli przez tereny Polski wykonamy przekrój geologiczny w kierunku SW-NE, okaże się, że na dwóch przeciwległych krańcach, na północnym wschodzie i południowym zachodzie (ryc. 1.2.), występują jednostki zbudowane w dużej części ze skał krystalicznych. W północno-wschodniej Polsce jest to **platforma wschodnioeuropejska** (region I) z krystalicznym fundamentem utworzonym w prekambrze i przykrytym skałami osadowymi o miąższości od kilkuset do 5000 m. W południowo-zachodniej Polsce, w Sudetach, odsłaniają się struktury zbudowane również w znacznej części ze skał krystalicznych (region II). Skały krystaliczne południowo-zachodniej Polski są młodsze od skał krystalicznych platformy wschodnioeuropejskiej, a na ich powstanie duży wpływ miała, około 300 mln lat temu, orogeneza waryscyjska. Ku północy i wschodowi struktury te zostały częściowo przykryte skałami mezozoiku i kenozoiku. Na południowym zachodzie Sudety sąsiadują z masywem czeskim, tworząc razem z nim duży blok o podobnej budowie i ewolucji.

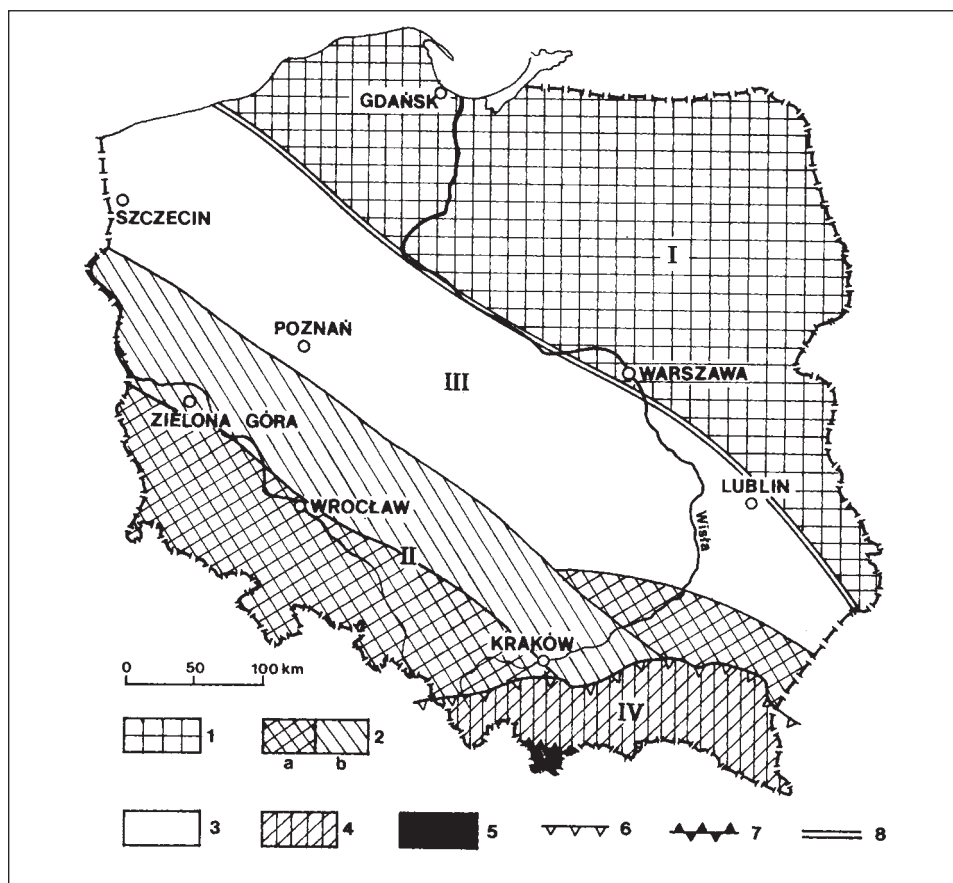
Pomiędzy obydwoma strukturami, w których budowie duży udział mają skały krystaliczne występujące na powierzchni lub na niedużej głębokości, rozciąga się od wybrzeży Bałtyku po Wyżynę Lubelską w kierunku NW–SE obszar, gdzie znajdują się głównie skały osadowe (region III). Skały krystaliczne przykryte skałami osadowymi występują tu na dużej głębokości od 8000 do 12 000 m, a ich obecność została stwierdzona metodami geofizycznymi.

Jednostki utworzone ze skał krystalicznych można określić ogólnie jako pozytywne, o tendencji do ruchów wznoszących w stosunku do obszaru leżącego między nimi i cechującego się tendencją do ruchów obniżających. Stanowi on jakby **depresję wewnętrzną** o znacznej głębokości, wypełnioną skałami osadowymi i położoną między strukturami pozytywnymi platformy wschodnioeuropejskiej i masywu czeskiego.

Na południu Polski leży młode **pasmo fałdowe Karpat** (region IV). Jest ono utworzone z mezozoicznych i trzeciorzędowych skał osadowych o znacznej miąższości. Skały krystaliczne występują jedynie na południu, w masywie tatrzańskim.

Wymienionych tu dużych struktur geologicznych Polski nie można wprost powiązać ze strukturami tektonicznymi Europy. Znajdują one natomiast w znacznym stopniu odzwierciedlenie na mapach wykonanych metodami geofizycznymi.

W ostatnich latach prowadzone na dużą skalę pomiary geofizyczne umożliwiają rozpoznanie głębokich struktur geologicznych Polski i ich wzajemnych związków. Porównanie map geofizycznych z mapami geologicznymi wykazuje (ryc. 1.2 i 1.3), że główne jednostki geologiczne poznane za pomocą metod kartograficznych i wierceń kontynuują się w głębi skorupy.

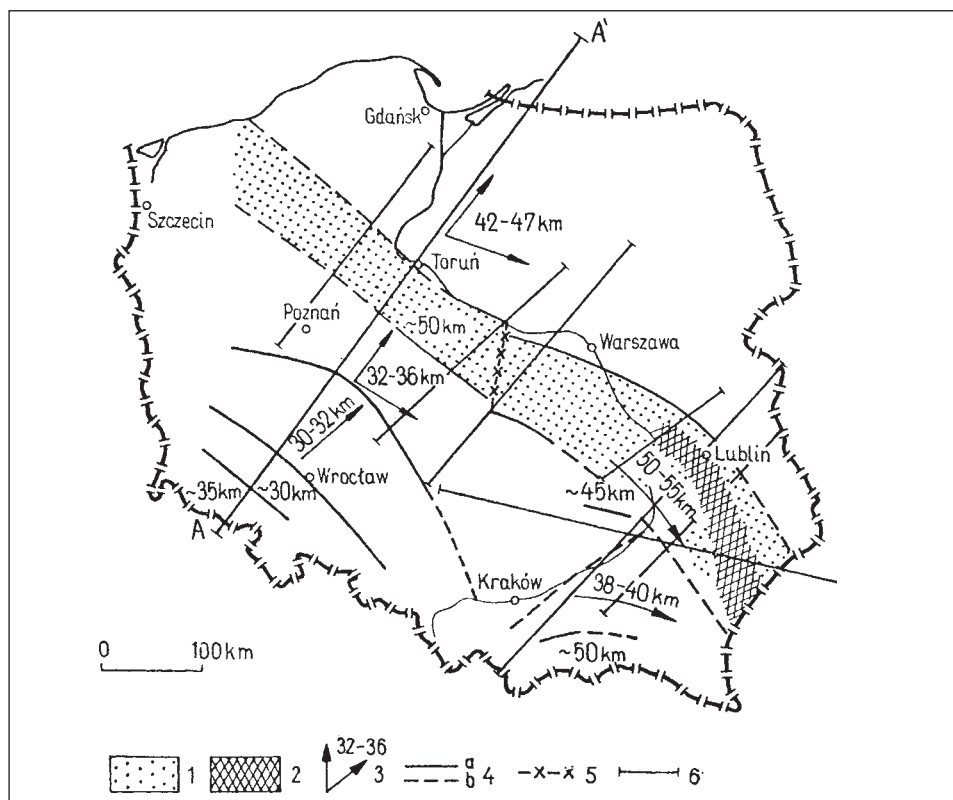


Ryc. 1.2. Szkic rozmieszczenia dużych jednostek geologicznych Polski

I region – prekambryjska platforma wschodnioeuropejska, **II region** – platforma paleozoiczna, **III region** – depresja wewnętrzna, **IV region** – pasmo fałdowe alpejskie (Karpaty)

1 – prekambryjskie skały krystaliczne (wiek od 2700 do 1200 mln lat), pod pokrywą osadową (wiek od wendy po kenozoik), 2 – skały krystaliczne prekambryjskie i paleozoiczne: a) na powierzchni lub pod cienką warstwą skał osadowych, b) pod pokrywą osadową (wiek od permu po kenozoik) o znacznej miąższości, 3 – skały osadowe o znacznej miąższości (wiek od wendy po trzeciorzęd), 4 – skały osadowe Karpat zewnętrznych (kreda, trzeciorzęd) nasunięte z południa na struktury waryscyjskie, 5 – masyw wewnątrzkarpacki, 6 – nasunięcie karpackie, 7 – uskoki perypietni oddzielający blok wewnątrzkarpacki od Karpat zewnętrznych, 8 – krawędź platformy wschodnioeuropejskiej

Badania przeprowadzone metodami głębokich sondowań sejsmicznych pozwoliły na wykonanie mapy skorupy ziemskiej w Polsce (Guterch, 1977) i wykazały, że na jej terenie można wyróżnić kilka dużych regionów (megajednostek), cechujących się określoną budową skorupy (ryc. 1.3). Odpowiadają one ogólnie dużym jednostkom geologicznym. Na przykład na terenie Polski północno-wschodniej grubość skorupy zbadana metodami głębokich sondowań sejsmicznych wynosi



Ryc. 1.3. Schematyczna mapa grubości skorupy na terenie Polski wg Gutercha (1977), uzupełniona

1 – obszar o największej grubości skorupy (patrz rozdział 2), 2 – strefa o anomalnych właściwościach fizycznych, 3 – głębokość powierzchni nieciągłości Moho, strzałka wskazuje kierunek, w którym grubość skorupy wzrasta, 4 – granice bloków skorupy: a – ustalone, b – prawdopodobne, 5 – uskoki poprzeczne przez strefę G między Kutnem i Skierniewicami, 6 – przekroje sejsmiczne głębokich sondowań, A–A' – linia przekroju ryc. 2.3

od 42 do 47 km i nie różni się od skorupy większości platform prekambryjskich. Wyróżniono w niej trzy warstwy¹ (Guterch i in., 1994) o różnej prędkości fal sejsmicznych. Najwyższą, leżącą bezpośrednio pod skałami osadowymi cechują prędkości od 6,20 do 6,32, środkową od 6,50 do 6,66, a najniższą – od 7,02 do 7,15 km s⁻¹.

Obszar ten odpowiada regionowi I (ryc. 1.2) i jest częścią platformy wschodnioeuropejskiej. Ma on budowę dwupiętrową typową dla platform prekambryjskich. Piętro starsze – **cokół platformy** powstał w prekambrze i od tego czasu nie

¹ Określenie „warstwa” w ujęciu geofizycznym nie odpowiada warstwie geologicznej. Jest to strefa jednorodna w sensie geofizycznym, o jednakowych lub zbliżonych właściwościach fizycznych i mechanicznych materii ziemskiej. Zmiana tych właściwości w głębi ziemi powoduje odbicia fal sejsmicznych odczytywane w profilach sejsmicznych.

podlegał większym zmianom. Najstarsze skały stwierdzone tu dotychczas metodami radiometrycznymi to gnejsy o wieku około 2700 mln lat. Znaczne podobieństwo między kompleksami skał krystalicznych Mazur i Suwalszczyzny a kompleksami skał budujących tarczę bałtycką świadczy o ich wspólnej prekambryjskiej genezie. Zidentyfikowano tu skały powstałe w czasie orogenezy prekarelskich, karelskiej i gotyjskiej (Ryka, 1993). Skały krystaliczne północno-wschodniej Polski zostały przykryte **pokrywą osadową** tworzącą młodsze piętro platformy. Powstały tu osady początkowo lądowe, później morskie: ryfeju, wendu, paleozoiku, mezozoiku i kenozoiku, o miąższości od kilkuset metrów na wschodzie do 5000 metrów na zachodzie.

Na terenie regionu I wyróżniono następujące mniejsze jednostki: **wyniesienie mazurskie**, obniżenia: **nadbałtyckie i podlaskie** oraz **strukturę zrębową podlasko-lubelską**, w której występują zręby: **Łukowa i Kumowa** oraz rozdzielający je **rów Włodawy**.

Na obszarze Polski południowo-zachodniej i południowo-środkowej grubość skorupy ziemskiej wynosi od 30 do 36 km, co odpowiada grubości skorupy w Europie Zachodniej. Jej budowa jest inna niż budowa skorupy platformy wschodnioeuropejskiej. Jest ona dwuwarstwowa. Pod zmiennej grubości pokrywą skał osadowych występuje warstwa o prędkościach fal sejsmicznych od 6,15 do 6,26 a pod nią druga warstwa o prędkościach od 6,53 do 6,55 km s⁻¹.

Obszar ten odpowiada regionowi II (ryc. 1.2) i obejmuje jednostki waryscyjskie. Występujące tu skały krystaliczne częściowo powstały w prekambrze, objęte ruchami orogenezy kadomskiej (dawniej zwanej assyntyjską – Oberc, 1972) lub wczesnokaledońskiej (Don, 1995). W młodszy paleozoiku skały starsze zostały włączone do europejskiego pasma waryscyjskiego. Zostały one wtedy sfałdowane razem ze skałami młodopaleozoicznymi, niektóre powtórnie zmetamorfizowane oraz intrudowane granitami i innymi skałami plutonicznymi. W wyniku tych procesów znaczna część skał krystalicznych bloku dolnośląskiego wykazuje wiek odpowiadający orogenezie waryscyjskiej.

W skład regionu II na terenie Polski wchodzi: **blok dolnośląski, struktura śląsko-morawska, masyw małopolski** oraz obszar leżący na północ od Sudetów, gdzie skały starsze są przykryte osadami permsko-mezozoicznymi monokliny przedsudeckiej (ryc.1.2).

Obszar rozciągający się pasem przez całą środkową Polskę w kierunku NW–SE (ryc.1.3), od brzegów Bałtyku po południowo-wschodnie granice kraju, cechuje się skorupą o znacznej grubości, sięgającą od 50 do 60 km, o bardzo złożonej budowie (Guterch i in., 1986). Wyróżniono tu kilka warstw o różnej prędkości fal sejsmicznych (Guterch i in., 1994), a spąg skał osadowych leży na głębokości około 10 km (strefa G).

Obszar ten odpowiada ogólnie regionowi III, który cechuje się występowaniem niemal wyłącznie skał osadowych o dużej miąższości. Poczynając od najstarszych

znanych skał kambryjskich, kończąc na osadach kenozoicznych, występują tu głównie skały niezmetamorfizowane. Również słabo były tu rozwinięte procesy magmowe. Można z tego wnioskować, że obszar regionu III, poczynając od kambru a kończąc na kenozoiku, nigdy nie znajdował się pod wpływem wysokich temperatur i dużych ciśnień. Skały osadowe mają miąższości stosunkowo duże – ich sumaryczna grubość oceniana jest na 8–10 tys. metrów. Analiza miąższości mezozoicznych i paleozoicznych skał osadowych na terenie środkowej Polski wykazuje, że już od młodszego paleozoiku, a być może wcześniej, zachodziła tu intensywna subsydencja i akumulacja. Dlatego region ten został określony jako **depresja wewnętrzna** (ryc. 1.2). Pomiary wykazały, że również poniżej warstwy osadowej prędkości fal sejsmicznych są w regionie III mniejsze niż na tej samej głębokości w skałach regionu I i regionu II (Guterch i in., 1994). To także świadczy o tym, że skały depresji wewnętrznej tworzyły się zapewne w płytszych strefach skorupy i od co najmniej starszego paleozoiku nie znajdowały się pod wpływem wysokich temperatur i dużych ciśnień.

Z porównania map na ryc. 1.2 i 1.3 wynika, że region III jest szerszy od wyróżnionej na podstawie badań geofizycznych strefy G, której szerokość wynosi niecałe 100 km. Południowo-zachodnia granica regionu III, wyznaczona na podstawie analizy miąższości skał mezozoicznych, jest przesunięta na południowy zachód w stosunku do zasięgu strefy G. Ta granica została potwierdzona. Z nowszych profili geofizycznych (Guterch i in., 1994) wynika, że szerokość strefy o odmiennych własnościach skorupy wynosi na Pomorzu około 200 km, co w północno-zachodniej Polsce odpowiada regionowi III.

W skład regionu III wchodzi jednostki paleozoiczne różnego wieku: kaledońska **struktura Koszalin-Chojnice**, waryscyjskie strefy: **lysogórska, radomsko-kraśnicka i rów mazowiecko-lubelski** oraz mezozoiczne jednostki powstałe na miejscu **basenu środkowopolskiego** (wał środkowopolski, niecki szczecińska i mogileńsko-lódzka).

Region IV obejmuje tereny południowej Polski – łańcuch karpacki powstały w trzeciorzędzie. W Karpatach grubość skorupy ziemskiej jest zróżnicowana. Na wschodzie sięga do 50 km, w części zachodniej, tam gdzie są one nasunięte na jednostki platformy paleozoicznej wynosi około 30 km.

Karpaty powstały na miejscu basenu sedymentacyjnego, który uformował się na początku mezozoiku na południu Europy i Polski. Był on w czasie całego mezozoiku i paleogenu faunistycznie i fałdalnie odmienny od basenów północnej i środkowej Polski. W neogenie na jego miejscu utworzył się łańcuch górski. Polskie Karpaty wewnętrzne i zewnętrzne są genetycznie ściśle związane z Karpatami słowackimi, a poprzez nie ze wschodnimi Alpami na zachodzie i wschodnimi Karpatami – na wschodzie. Karpaty wewnętrzne składają się z prealpejskich masywów krystalicznych przykrytych skałami osadowymi od permu do górnej kredy, silnie sfałdowanymi w czasie wczesnych faz orogenezy alpejskiej. Budowę Karpat wewnętrznych cechuje obecność grubych serii skał osadowych, głównie fliszowych,

odklutych od podłoża i przesuniętych na znaczną odległość na północ, na platformę paleozoiczną.

Ewolucja tektoniczna terenów Polski, jak wynika ze zróżnicowanej budowy skorupy ziemskiej, przebiegała w różny sposób na różnych terenach. Etapy rozwojowe, które doprowadziły do powstania skał krystalicznych północno-wschodniej (region I) i południowo-zachodniej (region II) Polski, przebiegały w różnym czasie i w innych warunkach. Polska północno-wschodnia powstała około 1800 mln lat temu jako część platformy wschodnioeuropejskiej. Na powstanie skał krystalicznych Sudetów i masywu czeskiego duży wpływ miały procesy orogeniczne na przełomie proterozoiku i paleozoiku (orogeneza kadomska). Świadczy to o bliższych związkach tych struktur z daleką Afryką niż z blisko obecnie położoną platformą wschodnioeuropejską. Blok dolnośląski wraz z masywem czeskim należą do pasma waryscyjskiego Europy Zachodniej. Badania paleomagnetyczne wykazały, że zaliczane do tego pasma masywy krystaliczne Europy Zachodniej i Środkowej: Masyw Centralny, Wogezy, Szwarcwald i masyw czeski przywędrowały z południa i ostatecznie dopiero w czasie orogenezy waryscyjskiej przyłączyły się do kontynentu europejskiego. Także Sudety (lub ich część) były zapewne pierwotnie znacznie oddalone od platformy wschodnioeuropejskiej i stopniowo, w czasie paleozoiku oba te krystaliczne elementy, stanowiące ramy dla znajdującej się między nimi depresji wewnętrznej, zbliżyły się do siebie.

Z badań geologicznych wynika, że leżące między platformą wschodnioeuropejską i blokiem dolnośląskim skały osadowe depresji wewnętrznej (region III) były w czasie paleozoiku i mezozoiku kilkakrotnie fałdowane (orogenezy kaledońska, waryscyjska, alpejska). Kierunek osi fałdów paleozoicznych oraz mezozoicznych wskazuje, że powstały one wskutek nacisków w kierunkach od SSW-NNE do SW-NE. Są to kierunki zbliżone do prostopadłych do krawędzi bloku dolnośląskiego i masywu czeskiego z jednej strony oraz krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej z drugiej strony. Platforma wschodnioeuropejska i blok dolnośląski wraz z masywem czeskim odegrały więc rolę: płyty kontynentalnej i mikrokontynentu, które miały zasadniczy wpływ na rozwój tektoniczny środkowej Polski. Poczynając od wczesnego paleozoiku ruch zbliżający obie struktury krystaliczne powodował zmniejszanie się odległości między nimi.

O zmniejszeniu się tej odległości w wyniku kompresji o kierunku od SSW-NNE do SW-NE, a tym samym o zmniejszeniu się szerokości basenu sedymentacyjnego środkowej Polski świadczą również: a) znaczne zróżnicowanie facjalne utworów paleozoicznych, trudne do wytłumaczenia przy obecnych odległościach, oraz b) stopień zaburzeń tektonicznych, wzrastający w głąb od skał młodszych ku skałom coraz starszym. Występujące w środkowej Polsce fałdy i uskoki inwersyjne powstały w wyniku kilku etapów działania kompresji. Z procesami tymi były związane rotacyjne ruchy masywu czeskiego i masywu górnośląskiego, na których obecność wskazują wyniki badań paleomagnetycznych. Znaczne miąższości skał

osadowych w depresji wewnętrznej wskazują równocześnie, że region III podlegał okresowo silnym procesom tensyjnym.

Budowa środkowej Polski formowała się w długim czasie, wieloetapowo, w warunkach działających na przemian procesów tensji i akumulacji oraz kompresji i fałdowania, między dwoma blokami krystalicznymi – platformą wschodnioeuropejską i masywami warwscyjskimi południowo-zachodniej Polski. W okresach kiedy wymienione bloki oddalały się od siebie, procesy tensyjne powodowały tworzenie się uskoków normalnych, obniżanie powierzchni terenu i formowanie basenu sedymentacyjnego, w okresach ich zbliżania powstawały uskoki inwersyjne, a skały osadowe były fałdowane.

Omówione wyżej cztery duże regiony Polski są wewnętrznie zróżnicowane, tak że w praktyce geologicznej stosuje się podział na jednostki mniejsze. Podział taki umożliwia pełniejszą charakterystykę budowy geologicznej, uwzględniając takie elementy, jak: a) litostratygrafia, b) tektonika, c) charakterystyka zjawisk magmatyzmu, d) charakterystyka stopnia i cech metamorfizmu.

Jednostki geologiczne Polski dzielą się na młodsze i starsze. Na platformie wschodnioeuropejskiej do starszych zalicza się jednostki wchodzące w skład cołołu platformowego, utworzone wyłącznie z prekambryjskich skał krystalicznych. Jednostki młodsze należą do pokrywy osadowej i tworzyły się od późnego proterozoiku po kenozoik. Na platformie młodej, epiwarwscyjskiej jednostki starsze są wieku młodopaleozoicznego, a jednostki młodsze są utworzone ze skał permsko-mezozoicznych i kenozoicznych. Jednostki starsze i młodsze Polski zostały przedstawione na dwóch uproszczonych mapkach (ryc. 1.4 A i B).

W podręczniku przyjęto nazwy jednostek w większości przypadków odpowiadające nazwom ogólnie przyjętym lub najczęściej stosowanym w literaturze geologicznej. W nielicznych przypadkach wprowadzenia nowej nazwy zmianę umotywowano, podając równocześnie termin dotychczas stosowany w literaturze.

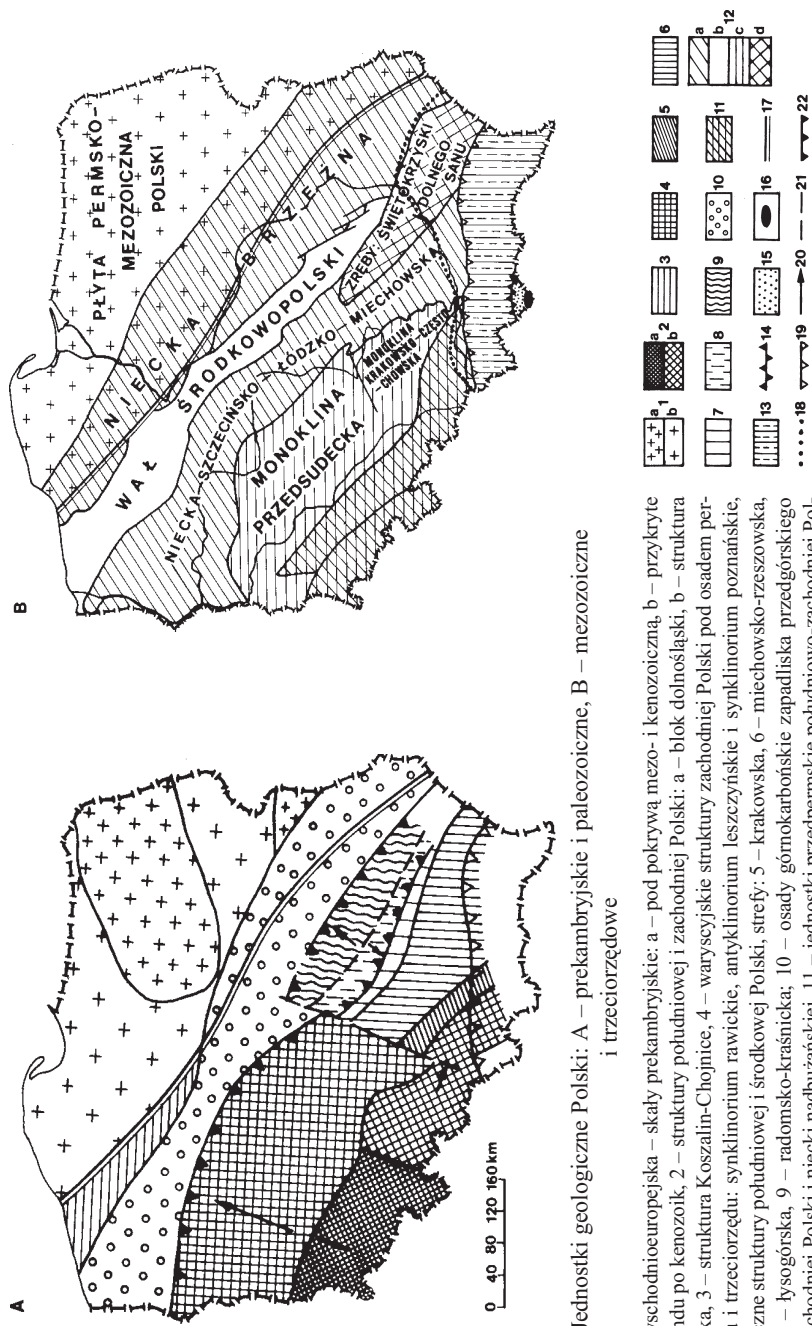
W północno-wschodniej Polsce wyróżniono:

- 1) wyniesienie mazurskie,
- 2) obniżenie nadbałtyckie,
- 3) obniżenie podlaskie,
- 4) strukturę zrębową podlasko-lubelską.

W południowo-zachodniej Polsce występują:

- 1) blok dolnośląski podzielony na:

- A) Sudety Zachodnie, w których skład wchodzi na terenie Polski: a) krystalinik karkonoski, b) metamorfik kaczawski wraz z depresją Świebodzie, c) niecka północnosudecka;
- B) Sudety Środkowe składające się z : a) kry sowiogórskiej ze strefą Niemczy, b) krystaliniku Łądko-Śnieżnika, c) krystaliniku orlicko-bystrzyckiego



Ryc. 1.4. Jednostki geologiczne i paleozoiczne, B – mezozoiczne i trzeciorzędowe

1 – platforma wschodnioeuropejska – skały prekambryjskie: a – pod pokrywą mezo- i kenozoiczną, b – przykryte osadami od wendy po kenozoik, 2 – struktury południowej i zachodniej Polski: a – blok dolnośląski, b – struktura śląsko-morawska, 3 – struktura Kozalin-Chojnice, 4 – waryscyjskie struktury zachodniej Polski pod osadem permu, mezozoiku i trzeciorzędu: synklinorium rawickie, antyklinorium leszczyńskie i synklinorium poznańskie, 5–9 – paleozoiczne struktury południowej i środkowej Polski, strefy: 5 – krakowska, 6 – miechowski-rzeszowska, 7 – kielecka, 8 – tysońska, 9 – radomsko-krasnicka, 10 – osady górnokarbońskie zapadliska przedgórskiego waryscydów zachodniej Polski i niecki nadbużańskiej, 11 – jednostki przedpermiejskie południowo-zachodniej Polski, odsłonięte w strukturach zrębowych, 12 – jednostki mezozoiczne Polski: a – niecka, b – wał, c – monoklina, d – zrąb, 13 – Karpaty fliszowe, 14 – pieniński pas skałkowy, 15 – niecka podhalańska, 16 – Tatry, 17 – strefa dyslokacyjna Tesisyre’a-Tornquista, 18 – północny zasięg osadów trzeciorzędowych zapadliska przedkarpackiego, 19 – północny zasięg Karpat, 20 – kierunek nasunięcia, 21 – uskok transformacyjny lub fleksura oddzielająca struktury waryscyjskie zachodniej i wschodniej Polski, 22 – nasunięcia waryscyjskie: świętokrzyskie i eksterni-dów waryscyjskich

- kiego, d) metamorfiku kłodzkiego, e) struktury bardzkiej, f) depresji śródsudeckiej;
- C) Przedgórze sudeckie, genetycznie ściśle związane z Sudetami, przykryte osadami trzeciorzędu i czwartorzędu;
- 2) struktura śląsko-morawska składająca się z trzech części: a) metamorfiku wschodniosudeckiego, b) strefy kulmowej, c) niecki górnośląskiej.

W środkowej Polsce wyróżniono:

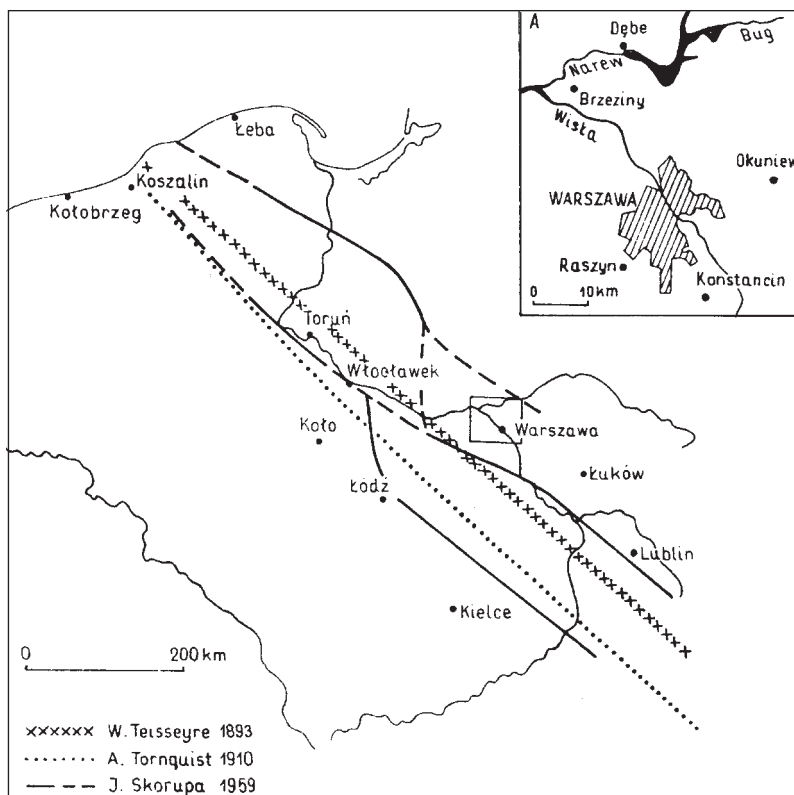
- 1) jednostki paleozoiczne:
- A) na południu waryscyjskie struktury fałdowe, w obrębie których wydzielono strefy (od południowego zachodu): a) krakowską, b) miechowsko-rzeszowską, c) kielecką, d) łysogórską, e) radomsko-kraśnicką, f) nieckę nadbużańską;
- B) na północy kaledońską strukturę Koszalin-Chojnice;
- 2) jednostki mezozoiczne, wśród których wyróżnia się: a) płytę permsko-mezozoiczną północno-wschodniej Polski, b) nieckę brzeźną dzielącą się na części – pomorską, warszawską i lubelską, c) wał środkowopolski składający się z odcinków – pomorskiego, kujawskiego, kutnowskiego oraz gielniowskiego, d) zrąb świętokrzyski i dolnego Sanu, e) niecki – szczecińską, mogileńsko-łódzką i miechowską, f) monokliny – przedsudecką i krakowsko-częstochowską;
- 3) jednostki trzeciorzędowe Polski Niżowej: a) nieckę poznańską, b) nieckę mazowiecką.

W południowej Polsce występuje pasmo Karpat dzielące się na:

- 1) Karpaty wewnętrzne, w których skład wchodzi: a) Tatry, b) niecka podhalańska, c) Pieniny;
- 2) Karpaty zewnętrzne, zwane również fliszowymi;
- 3) zapadlisko przedkarpackie.

2. Strefa Teisseyre'a–Tornquista

Strefa Teisseyre'a–Tornquista, zwana **strefą T–T**, rozciąga się na obszarze Polski w kierunku NW–SE, od Koszalina przez Chojnice, Tucholę, Grudziądz, Toruń, okolice Warszawy, Kock, Zamość do Tomaszowa Lubelskiego. Jest to ważna

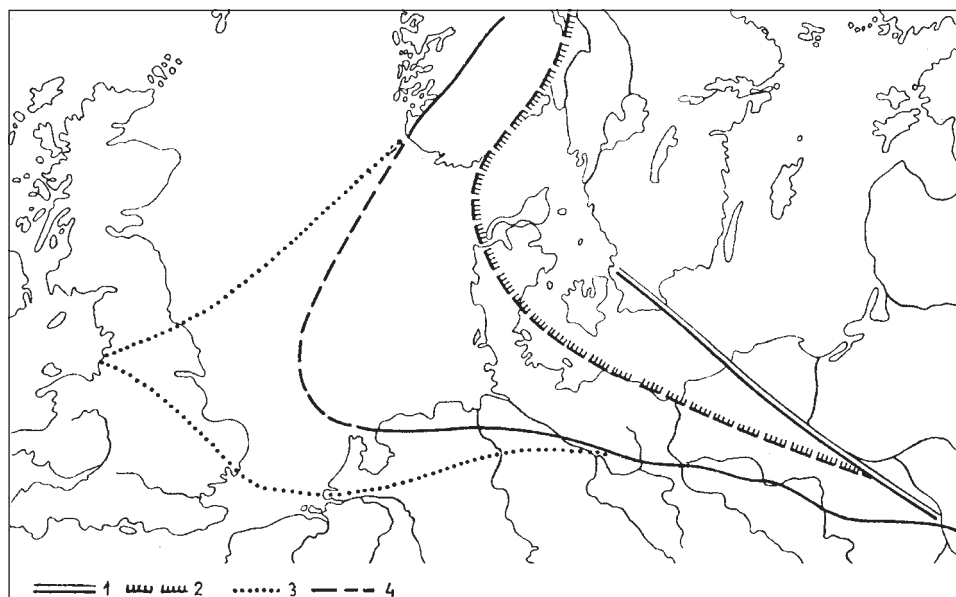


Ryc. 2.1. Linia T–T w ujęciu różnych autorów (wg Znoski, 1962)
A – lokalizacja otworów wiertniczych z tabeli 2.1

linia tektoniczna dzieląca Europę na dwie części o różnej budowie, część północno-wschodnią – platformę prekambryjską, i część południowo-zachodnią, utworzoną z pasm fałdowych kaledońskich, waryscyjskich i alpejskich. Strefa T–T kontynuuje się poza granice Polski i była opisywana pod różnymi nazwami – początkowo jako linia: Tornquista, Berdo-Narol-Skania, Skania-Morze Czarne oraz lineament Bałtyk-Podole, później jako strefa Teisseyre'a–Tornquista. Historia badań tej ważnej strefy tektonicznej Europy pokazuje, jak z postępem prac zmieniały się poglądy na jej przebieg (ryc. 2.1), budowę, genezę i ewolucję.

Na przełomie XIX i XX w. stwierdzono, że zarówno budowa geologiczna (W. Teisseyre), jak i własności magnetyczne skał (A. Tornquist) w północno-wschodniej i południowo-zachodniej Europie są różne. Na tej podstawie wyznaczono linię dzielącą ten kontynent na dwie części. Od początku odkrycia zdawano sobie sprawę ze znaczenia tej linii dla budowy geologicznej całej Europy, a Polski w szczególności. A. Tornquist (1910) określił ją jako **południowo-zachodnią granicę płyty rosyjskiej**, a tym samym prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej, której częścią jest płyta rosyjska. Ustalenie więc przebiegu tej linii jest równoznaczne z określeniem zasięgu wielkich jednostek tektonicznych Europy (i Polski) o różnym wieku i rozwoju geologicznym.

Duże miąższości skał permu i mezozoiku w środkowej Europie, na obszarze występowania linii Tornquista utrudniały jej poznanie. Położenie i charakter połu-



Ryc. 2.2. Południowo-zachodnia granica platformy wschodnioeuropejskiej

Według: 1 – A. Tornquista (1910), 2 – H. Stillego (1924), 3 – B. Bailey (1928), 4 – autorów tektonicznej mapy Europy (*Carte tectonique de l'Europe...*, 1978)

dniowo-zachodniej granicy platformy wschodnioeuropejskiej były przez długi czas i są obecnie szeroko dyskutowane, a prezentowane poglądy różne. W literaturze lat trzydziestych wysunięto na przykład hipotezę, że na terenach znacznej części środkowej i północno-zachodniej Europy w podłożu skał osadowych występują prekambryjskie skały krystaliczne należące do platformy wschodnioeuropejskiej i przesunięto tym samym granicę platformy daleko na zachód w stosunku do linii wyznaczonej przez Tornquista (ryc. 2.2). Odrzucono tym samym definicję linii Tornquista jako południowo-zachodniej granicy platformy wschodnioeuropejskiej. Przez długi czas zachodni zasięg tej platformy był dyskusyjny. Pomiedzy skrajnymi propozycjami Tornquista i Bailey'a wysuwano także inne, pośrednie (ryc. 2.2).

2.1. Wpływ uskoków strefy T–T na rozwój sedymentacji

Drugi etap badań ważnej struktury tektonicznej, jaką jest strefa T–T, przypada na lata pięćdziesiąte i sześćdziesiąte bieżącego stulecia. Podjęto wtedy próbę poznania głębokiej budowy linii Tornquista i możliwie dokładnego wyznaczenia zasięgu skał krystalicznych na terenie Polski.

Wskutek obecności skał osadowych, których grubość w środkowej Polsce wynosi od kilku do kilkunastu kilometrów, podstawowe znaczenie dla badań miały metody geofizyczne. Wykonano szereg przekrojów sejsmicznych prostopadłych do linii Tornquista. Dzięki nim stwierdzono (Skorupa, 1959) dużą liczbę uskoków o kierunku NW–SE przecinających skały mezozoiczne. Utwory krystaliczne, leżące w północno-wschodniej Polsce pod skałami osadowymi na głębokości od kilkuset do 2000 m obniżają się znacznie z NE na SW (ryc. 2.1) i na zachód od linii Tornquista występują na głębokości od 5000 do 10 000 m. Prace geofizyczne umożliwiły także wykonanie mapy stropu skał krystalicznych w Polsce północno-wschodniej oraz przekroju geologicznego przez środkową Polskę. Podłoże krystaliczne w brzeżnej części platformy wschodnioeuropejskiej tworzy szeroki stopień ograniczony od północnego wschodu i południowego zachodu uskokami o kierunku NW–SE. Stwierdzono związek między dużymi uskokami zrzucającymi skały krystaliczne i leżącymi ponad nimi jednostkami mezozoicznymi, zwłaszcza niecką brzeżną (Pożaryski, 1957). Ze względu na znaczną szerokość struktury uskokowej wprowadzono wtedy nazwę: **strefa T–T** (Znosko, 1962).

Ten drugi etap badań wykazał również, że w czasie sedymentacji w permie i w mezozoiku strefa T–T była strukturą tektoniczną o dużym znaczeniu. Litologia i miąższość skał mezozoicznych zależą w znacznym stopniu od aktywności poszczególnych uskoków strefy T–T w czasie ich sedymentacji (Dadlez, 1982). Prowadzone równolegle wiercenia i pomiary sejsmiczne umożliwiły określenie wielkości,

charakteru oraz wieku poszczególnych dyslokacji. Na przekrojach geologicznych prostopadłych do strefy T-T można stwierdzić znaczny wzrost miąższości skał osadowych ze wschodu na zachód, przy czym zmiany następują w miejscu uskoków. Z zestawienia w tab. 2.1 i 2.2 wynika, że duże różnice miąższości równoległych skał mezozoicznych na terenie województwa warszawskiego zostały spowodowane synsedymentacyjną aktywnością uskoków strefy T-T, a zwiększanie się ich zrzutów od skał młodszych do starszych (tab. 2.2) jest wynikiem trwających długo przemieszczeń wzdłuż poszczególnych dyslokacji. Różnice miąższości skał mezozoicznych na obszarze strefy T-T w znajdujących się blisko siebie otworach wiertniczych (ryc. 2.1.A), a także różnice głębokości położenia stropu skał permu, triasu, jury i kredy w różnych wierceniach (tab. 2.2) pokazują sumowanie się zrzutów uskoków i świadczą o synsedymentacyjnym charakterze uskoków.

Tabela 2.1

Miąższość osadów mezozoicznych w strefie T-T w okolicach Warszawy (w metrach)

System	Dębe	Brzeziny	Okuniew	Derdy k. Raszyna	Konstancin
Kreda	800	749	644	931	814
Jura	765	524	593	825	671
Trias	650	356	548	726	583

Tabela 2.2

Minimalna i maksymalna głębokość stropu skał różnych okresów mezozoiku i permu w strefie T-T w okolicach Warszawy (w metrach)

System	Głębokość maksymalna	Głębokość minimalna	Maksymalna wielkość zrzutu
Kreda	336	172	164
Jura	1257	912	345
Trias	2082	1445	637
Perm	2808	1801	1007

Mniej danych uzyskano dla skał starszych od permu. Skały paleozoiczne występują na znacznie większej głębokości i są mniej dostępne dla badań. Tylko tam, gdzie leżą one płycej, np. na Wyżynie Lubelskiej (Żelichowski, 1979), stwierdzono obecność uskoków o kierunku NW-SE, przecinających skały paleozoiczne. Odbiły się one w profilach litologicznych i stratygraficznych dewonu i karbonu (rozdz. 6). Dane świadczące o ruchach tektonicznych w młodszym paleozoiku

uzyskano również z Mazowsza oraz zachodniego Pomorza. Ruchy pionowe wzdłuż uskoków powodowały na blokach położonych blisko siebie bądź akumulację, bądź erozję. Na terenie województwa warszawskiego w wierceniach w okolicy Wilgi stwierdzono liczne luki stratygraficzne, niekiedy o znacznych rozmiarach, np. brak zigeny, emsu i całego dewonu środkowego, częściową redukcję osadów dolnokarbońskich oraz luki w górnym namurze (Żelichowski, 1976). Brak osadów dolnego dewonu, górnego karbonu i częściowo permu pomiędzy Koszalinem i Chojnicami świadczy o erozji na niektórych obszarach. Również profile stratygraficzne i litologiczne równowiekowych osadów w poszczególnych wierceniach różnią się znacznie między sobą (rozdz. 7) (Matyja, 1993).

Skały starszego paleozoiku są jeszcze zbyt słabo zbadane, by można było wnioskować o przebiegu procesów tektonicznych w tym czasie. Niektórzy autorzy sądzą jednak, że początki uskoków strefy T–T należy odnieść do wendu (Znosko, 1979).

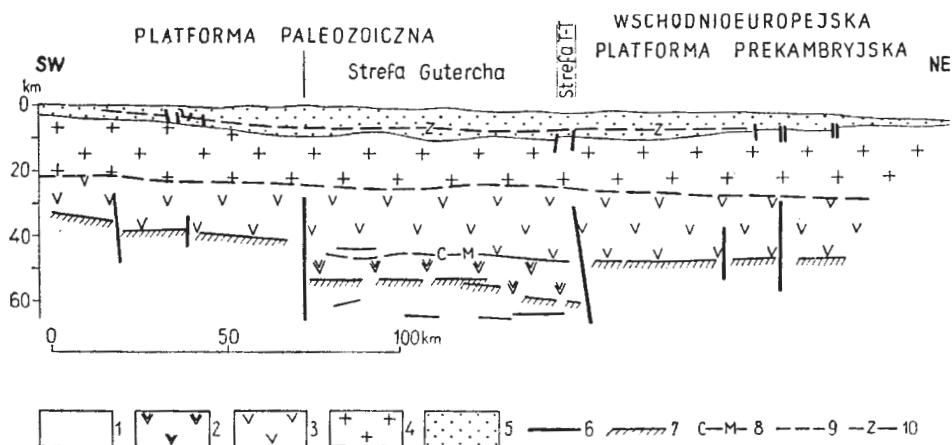
Aktywność uskoków strefy T–T w poszczególnych okresach była różna. Ostatnie wyraźne ruchy tektoniczne przejawiały się w fazie laramijskiej (górna kreda – dolny trzeciorząd), kiedy powstały uskoki i zafałdowania skał mezozoicznych na zachodnim Pomorzu i na Mazowszu (rozdz. 8). Wiele jest danych, nie zebranych w syntetyczne opracowanie, wskazujących na występowanie w strefie T–T uskoków tnących również osady trzeciorzędowe, a być może, choć jest to mniej wyraźne, skały czwartorzędowe. Niektóre rzeki (np. Wisła na odcinku między Zakroczymiem i Kanałem Bydgoskim) płyną równolegle do uskoków strefy T–T.

Jest interesujące, że tak duże i aktywne w długim czasie uskoki występujące w strefie T–T, długo nie były znajdowane na zdjęciach satelitarnych, na których odnaleziono wiele innych, mniej ważnych linii tektonicznych. Najprawdopodobniej przyczyną jest to, że zmiany przebiegające bardzo wolno i na znacznej głębokości (od kilku do ponad 10 km) były maskowane przez powierzchniowe osady i procesy subaeralne. Przy tym znaczna część uskoków strefy T–T wygasa w młodszych skałach mezozoicznych. Dopiero w 1988 r. opublikowano dane dotyczące obecności lineamentów o kierunku NW–SE między Koszalinem i Tomaszowem Lubelskim (Doktór i in., 1988). Nie odpowiadają one jednak całej strefie T–T, a jedynie jej odcinkom lub pojedynczym uskokom. Na przykład na odcinku pomorskim znaleziono lineament, który odpowiada jednemu z uskoków strefy T–T stwierdzonemu wcześniej za pomocą metod sejsmicznych i magnetycznych na znacznej głębokości. Jednak już w okolicy Torunia lineamenty nie są zbieżne z uskokami strefy T–T. Pomiędzy Płockiem i Warką lineamenty są słabo czytelne, dopiero na Lubelszczyźnie są one wyraźniejsze i wydają się być zgodne z uskokami strefy T–T.

Stosunkowo nieduży zasięg w głąb metod sejsmicznych stosowanych w Polsce w latach pięćdziesiątych i sześćdziesiątych spowodował, że nie przyniosły one odpowiedzi na postawione wcześniej pytanie: **czy strefa T–T jest południowo-zachodnią granicą platformy wschodnioeuropejskiej, czy też tylko dużą strefą uskokową dzielącą platformę?**

2.2. Granica platformy wschodnioeuropejskiej i wyniki badań głębokich stref skorupy

Do poznania przebiegu zachodniej granicy platformy wschodnioeuropejskiej przyczyniły się dopiero wyniki głębokich sondowań sejsmicznych. Przeprowadzone badania (Guterch 1977, Guterch i in., 1983, 1984) wykazały, że na podstawie różnic w grubości skorupy obszar Polski można podzielić ogólnie na dwie części (ryc. 1.3). Są to tereny północno-wschodniej Polski o grubości skorupy od 42 do 47 km i tereny południowo-zachodniej Polski, gdzie grubość skorupy wynosi od 30 do 36 km. Badania te wykazały również, że w środkowej i południowo-wschodniej Polsce znajduje się strefa o szerokości od 50 do 100 km i ogólnym kierunku NW–SE. Strefę tę, zwłaszcza na południu kraju, cechuje duża grubość skorupy, większa niż platformy wschodnioeuropejskiej i platformy waryscyjskiej. Powierzchnia nieciągłości Moho znajduje się tu na głębokości od 50 do 55 km. Bezpośrednio nad powierzchnią nieciągłości Moho, na głębokości od 44 do 54 km (ryc. 2.3), występuje warstwa przejściowa „C–M”, która różni się właściwościami fizycznymi zarówno od płaszcza, jak i skorupy (prędkość fal sejsmicznych $7,5$ – $7,8$ km s^{-1}). Także poniżej nieciągłości Moho występują tu liczne powierzchnie nieciągłości refleksyjnych, świadczące o zróżnicowaniu budowy górnego płaszcza leżącego pod skorupą.

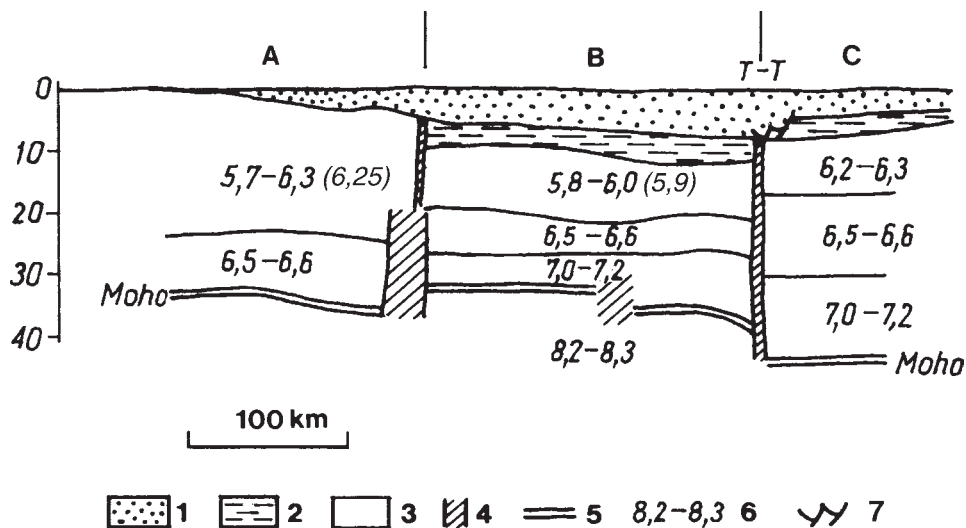


Ryc. 2.3. Schematyczny przekrój przez skorupę w środkowej Polsce, prostopadły do strefy G, na podstawie głębokich sondowań sejsmicznych (wg Gutercha 1977, Gutercha i in., 1983)

1 – górny płaszcz, 2 – warstwa przejściowa „C–M” (skorupa–płaszcz crust–mantel), 3 – dolna część skorupy – odpowiednik „warstwy bazaltowej”, 4 – górna część skorupy – odpowiednik „warstwy granitowej”, 5 – skały osadowe, 6 – lokalne nieciągłości w dolnej litosferze, 7 – powierzchnia nieciągłości Mohorovičića, 8 – nieciągłość w stropie warstwy przejściowej, 9 – nieciągłość Conrada, 10 – stropowa powierzchnia soli chechotyńskich

Opisana strefa, identyfikowana pierwotnie ze strefą T–T, została następnie nazwana od nazwiska jej odkrywcy, geofizyka polskiego, strefą Gutercha (Dadlez, 1982) – **strefą G**. W latach dziewięćdziesiątych określono ją jako długą strefę tektoniczną o kierunku NW–SE przecinającą kontynent europejski od Morza Północnego po Morze Czarne i nazwano transeuropejskim szwem tektonicznym (**Trans-Europe Suture Zone**) (Guterch, 1994), w skrócie **TESZ**, oraz objęto programami badań międzynarodowych.

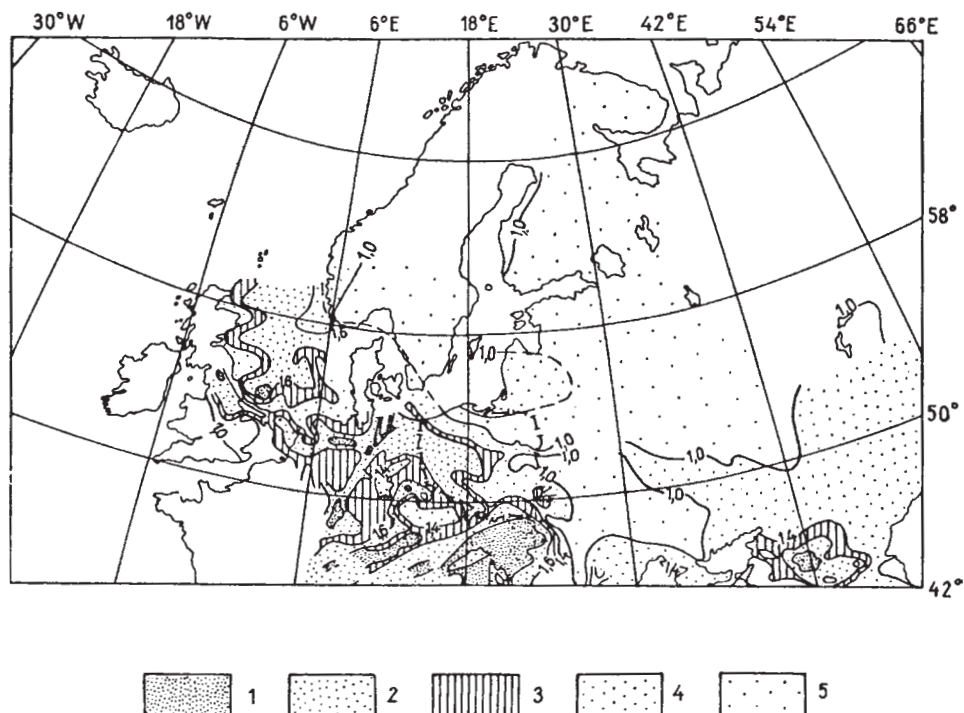
Zgodnie z interpretacją geofizyczną (Guterch i in., 1986, 1994) w środkowej Polsce na głębokości od 40 do 60 km występuje struktura o cechach rowu, ograniczona dużymi rozłami o amplitudzie od kilkunastu do 20 km. Na tym obszarze skorupa ziemska do głębokości 20 km cechuje się budową warstwową oraz stosunkowo małymi prędkościami fal – średnio $5,9 \text{ km s}^{-1}$. Na tej samej głębokości na obszarze platformy prekambryjskiej występują prędkości od $6,2$ do $6,3 \text{ km s}^{-1}$, a na platformie paleozoicznej około $6,25 \text{ km s}^{-1}$. Do głębokości 20 km (ryc. 2.4), stwier-



Ryc. 2.4. Przekrój przez strefę T–T i jej stosunek do strefy G na podstawie pracy Gutercha i in. (1994). A – platforma paleozoiczna, B – strefa G, C – platforma wschodnioeuropejska

1 – skały od permu po kenozoik, 2 – skały osadowe paleozoiczne, 3 – skały krystaliczne, 4 – głębokie rozłamy, 5 – powierzchnia Moho, 6 – prędkość fal sejsmicznych w km s^{-1} w nawiasach wartości uśrednione, 7 – uskoki strefy T–T

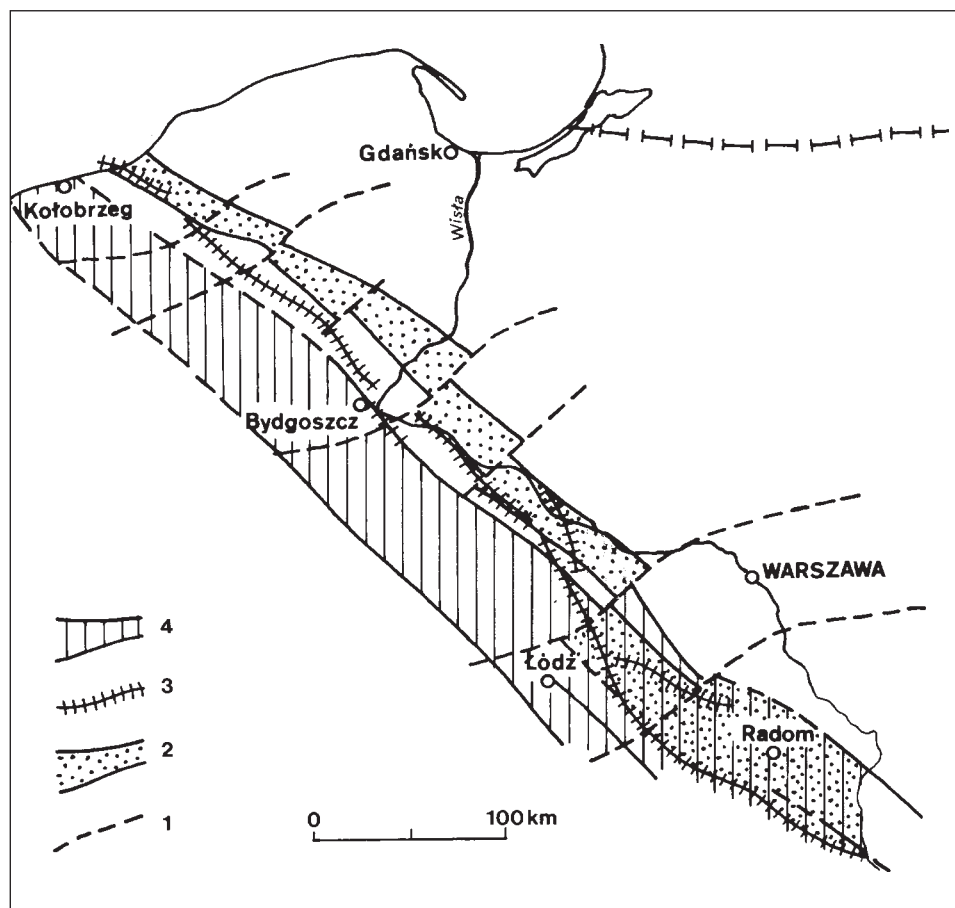
dzono wyraźną różnicę własności fizycznych skał na granicy rowu (strefa G) i platformy wschodnioeuropejskiej. Badania geofizyczne przeprowadzone różnymi metodami (termometrycznymi, tellurycznymi, magnetycznymi i grawimetrycznymi) potwierdzają obserwację odmienności skorupy w omawianym obszarze, np. centralną część rowu cechuje znacznie większa oporność elektryczna niż teren platfor-



Ryc. 2.5. Polska na tle mapy strumienia ciepłego Europy Środkowej (wg Majorowicza, 1977)
 Q w jednostkach strumienia ciepłego $10^{-6} \text{ cal/cm}^2\text{-s}$: 1 – powyżej 2,0; 2 – 1,6–2,0; 3 – 1,4–1,6; 4 – 1,0–1,4;
 5 – poniżej 1,0

my wschodnioeuropejskiej. Inne są również własności termiczne skał (ryc. 2.5) terenów platformy wschodnioeuropejskiej i platformy paleozoicznej. W środkowej Polsce strefa G graniczy z prekambryjską platformą wschodnioeuropejską wzdłuż rozłamów sięgających do górnego płaszcza, pionowych lub stromo nachylonych ku północnemu wschodowi. Nad tymi rozłamami, lub nieco przesunięta na wschód od nich, występuje strefa T–T (ryc. 2.6) opisana wcześniej (Skorupa, 1959) jako zespół uskoków przecinających skały osadowe i krystaliczne środkowej Polski.

Wyniki badań prowadzonych w północno-zachodniej Polsce zostały przedstawione w latach dziewięćdziesiątych (Guterch i in., 1994). Odmienność budowy skorupy w strefie G i na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej przemawia na korzyść tezy przedstawionej w pracach geofizyków w 1986 r., że granica platformy jest zgodna z przebiegiem uskoków strefy T–T, które znajdują się nad rozłamami sięgającymi do powierzchni Moho i ograniczającymi strefę G od północnego wschodu (Guterch i in., 1986).



Ryc. 2.6. Położenie uskoków strefy T–T i dyslokacji otaczających strefę Gutercha (wg Dadleza, 1982)

1 – uskoki poprzeczne, 2 – strefy uskoków w podłożu krystalicznym na podstawie sejsmicznych badań refrakcyjnych, 3 – rozłamy w podłożu na podstawie danych magnetometrycznych, 4 – strefa rozłamów w powierzchni Mohorovičića (na podstawie głębokich sondowań sejsmicznych Gutercha i in., 1975)

2.3. Charakterystyka strefy G (TESZ)

Badania sejsmiczne przeprowadzone na terenie całej Polski, a także poza jej granicami wskazują na zróżnicowanie budowy strefy G (TESZ) zależnie od regionu. W Polsce wzdłuż całej strefy, z północy na południe, można wyróżnić 3 odcinki (Guterch i in., 1986, 1994).

I. Odcinek północno-zachodni, obejmujący tereny Pomorza Zachodniego, ma szerokość niecałe 100 km. Powierzchnia nieciągłości Moho znajduje się tu płytko – na głębokości blisko 30 km. Ten odcinek został zbadany w latach dziewięć-

dziesiątych wzdłuż profilu Łębork–Kostrzyń–Berlin. Na północ od Koszalina grubość skorupy maleje. Granica platformy prekambryjskiej zakręca w kierunku WNW–ESE i na północ od Rugii biegnie w stronę Półwyspu Jutlandzkiego (ryc. 1.3), oddzielając się pod Bałtykiem od strefy T–T. Ta ostatnia, reprezentowana tu przez uskoki przecinające skały krystaliczne i osadowe, występuje na linii Koszalin–Toruń i kontynuuje się na północ od wybrzeży polskich w stronę Skanii, zgodnie z linią wyznaczoną przez Tornquista. Pomiedzy granicą platformy i uskokami strefy T–T występuje obszar obejmujący tereny Bałtyku, o budowie skorupy zbliżonej do budowy skorupy platformy wschodnioeuropejskiej, ale cokolwiek krystaliczny platformy leży tu znacznie głębiej niż w północno-wschodniej Polsce.

II. Odcinek środkowy, obejmujący tereny Mazowsza, ma szerokość ponad 100 km. Warstwa przejściowa „C–M” jest dobrze rozwinięta, a powierzchnia Moho znajduje się na głębokości około 50 km. Cechą charakterystyczną tego odcinka jest obecność kilku głębokich rozłamów prostopadłych i skośnych do strefy G. Jeden z takich uskoku występuje między Kutnem i Skierniewicami (Guterch i in., 1983) (ryc. 1.3).

III. Odcinek południowo-wschodni, obejmujący tereny Lubelszczyzny i Kotliny Sandomierskiej, ma szerokość około 100 km i największą grubość skorupy – 55 km. Różni się on od pozostałych odcinków tym, że występuje tu element niespotykany gdzie indziej. Jest to wydłużona strefa o kierunku NW–SE i szerokości około 25 km (Grabowska, Perchuć, 1985). Na temat tej strefy istnieją dwie różne hipotezy. Pierwsza przyjmuje, że na jej obszarze powierzchnia nieciągłości Moho uległa zniszczeniu, gdyż granica między skorupą a górnym płaszczem nie zaznacza się, a lokalnie stwierdzono duże prędkości fal sejsmicznych na stosunkowo małej głębokości od 10 do 15 km. Przypuszcza się (Guterch i in., 1984), że zjawisko to powstało wskutek pionowej iniekcji materiału górnego płaszcza w skorupę, powodując jej częściowe stopienie. Mieszanie się materii płaszcza i skorupy dało w efekcie niejednorodną budowę tej części strefy G. Inne poglądy zakładają istnienie tu licznych intruzji skał zasadowych (Grabowska, Perchuć, 1985), które przecinają skały krystaliczne prekambryjskie.

Z dotychczasowych badań wynika, że:

1. Na terenie Polski wzdłuż SW granicy platformy wschodnioeuropejskiej występuje strefa o charakterystycznej, odmiennej niż w innych obszarach budowie skorupy ziemskiej.

2. Na granicy platformy wschodnioeuropejskiej występują rozłamy sięgające do głębokości kilkudziesięciu, a miejscami nawet do 110 km (Guterch i in., 1994). Nad tymi rozłamami do głębokości około 10 km w skałach krystalicznych i osadowych występują liczne uskoki o kierunku NW–SE, których aktywność rozwijała się w czasie kilkuset, a może nawet kilku tysięcy milionów lat.

3. Strefa T–T, rozumiana jako strefa wielu aktywnych synsedymenacyjnie uskoku przecinających skały osadowe i krystaliczne, nie może być identyfiko-

wana na całej długości z granicą platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce. Leży ona wzdłuż tej granicy jedynie na odcinku środkowym (środkowa Polska) i południowo-wschodnim. Na północy, na obszarze Bałtyku, strefa T–T biegnie w kierunku Skanii. Znajduje się tu ona na obszarze należącym do platformy wschodnioeuropejskiej i oddziela **tarczę bałtycką** od **bloku jutlandzkiego**. Na tym odcinku strefa o pogrubionej skorupie (strefa G) zanika, natomiast granica platformy wschodnioeuropejskiej zakręca w kierunku WNW–ESE, do nasady Półwyspu Jutlandzkiego. Tak wyznaczona granica platformy wschodnioeuropejskiej jest zgodna z granicą wyznaczoną na *Mapie tektonicznej Europy* (1960).

4. Uskoki strefy T–T znajdują się w środkowej i południowo-wschodniej Polsce nad rozłamami ograniczającymi od południowego wschodu platformę wschodnioeuropejską lub są w stosunku do nich nieco przesunięte na wschód (uskoki typu *flower structure*).

5. Strefa G – obszar o pogrubionej skorupie – przedłuża się na SE od Polski i kontynuuje się pod Karpatami aż do wybrzeży Morza Czarnego (Dobrudża).

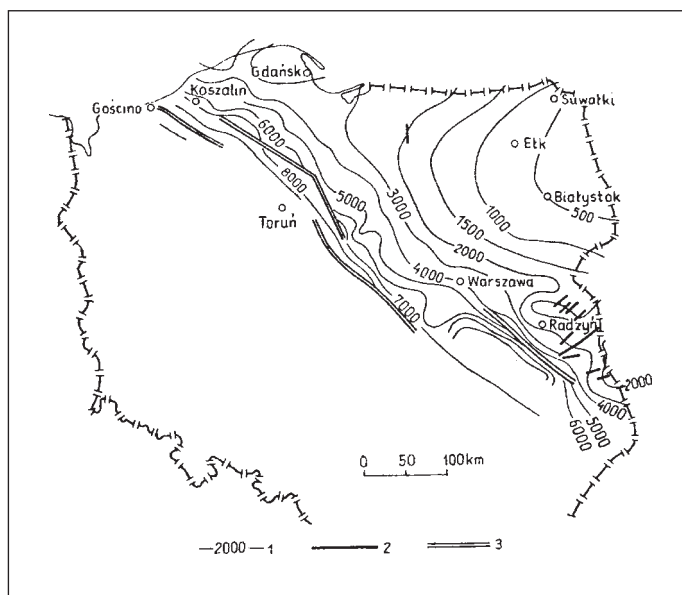
6. Różnice w budowie strefy G na odcinkach I, II i III znajdują odbicie w budowie jednostek geologicznych występujących nad nią. Odcinki I i II znajdują się na terenie basenu sedymentacyjnego, który w permie i mezozoiku cechowała znaczna subsydencja i silna akumulacja. Powstanie tego basenu wielu autorów (m.in. Pożaryski, 1975) wiązało z procesami riftowymi w tych okresach. Odcinek III leży na obszarze Wyżyny Lubelskiej i północnej części Gór Świętokrzyskich oraz wschodniej części masywu małopolskiego. Tutaj permska i mezozoiczna subsydencja była znacznie słabsza.

Geneza strefy G nie jest jeszcze w pełni wyjaśniona. Nie jest również wyjaśniony związek między budową skorupy w tej strefie i leżącymi nad nią jednostkami geologicznymi, zarówno starszymi, jak i młodszyimi. Jest to niewątpliwie strefa o budowie skorupy odmiennej zarówno od platformy wschodnioeuropejskiej, jak i struktur waryscyjskich Europy Środkowej i Zachodniej (Guterch i in., 1994). Rzecz charakterystyczna, że struktura wydzielona za pomocą głębokich sondowań sejsmicznych w części pokrywa się obszarowo z depresją wewnętrzną (region III – patrz rozdz. 1), którą cechują duże miąższości skał osadowych, a rzadko reprezentowane są skały metamorficzne i magmowe.

3. Północno-wschodnia Polska – prekambryjska platforma wschodnioeuropejska

Tereny północno-wschodniej Polski na wschód od strefy T–T do granicy państwa charakteryzują się budową dwupiętrową, typową dla wszystkich platform prekambryjskich. Na wschodzie stosunkowo płytko – około 200 m p.p.m., na zachodzie do głębokości 5000 m p.p.m. występują prekambryjskie skały cokołu krystalicznego. Na ich speneplenizowanej powierzchni leżą poziomo, lub nachyłone pod bardzo małym kątem, skały pokrywy osadowej powstałej w długim czasie od górnego ryfeju do czwartorzędu. Speneplenizowana powierzchnia skał krystalicznych powstała w wyniku długiej ewolucji po orogenezach swekofińskiej, karelskiej i gotyjskiej, które miały wpływ na powstanie skał krystalicznych cokołu prekambryjskiego platformy wschodnioeuropejskiej. Tworzenie się pokrywy osadowej następowało równocześnie z ruchami pionowymi cokołu. Doprowadziły one w długim czasie do obecnego ukształtowania powierzchni krystaliniku (ryc. 3.1) i powstania jednostek platformowych. Są to (od północy): **obniżenie nadbałtyckie, wyniesienie mazurskie, obniżenie podlaskie oraz struktura zrębowa podlasko-lubelska**. Obydwa obniżenia są wypełnione skałami starszego paleozoiku. Wszystkie jednostki północno-wschodniej Polski wraz z wyniesieniem mazurskim są przykryte osadami mezo- i kenozoicznymi oraz miejscami skałami młodszego paleozoiku (niecka nadbużańska). Osady permu i mezozoiku tworzą **płytę permsko-mezozoiczną** północno-wschodniej Polski, która choć obszaroowo należy do platformy wschodnioeuropejskiej, ze względu na związki z basenem środkowopolskim zostanie omówiona w rozdziale 8, a utworom trzeciorzędowym należącym do niecki mazowieckiej będzie poświęcony rozdz. 9.

Rozpatrując położenie staropaleozoicznych jednostek północno-wschodniej Polski można zauważyć, że ich osie mają kierunek prostopadły lub prawie prostopadły do strefy TESZ. Jest to zjawisko rzadko spotykane na platformach, których jednostki zazwyczaj mają osie równoległe do krawędzi cokołu krystalicznego. Położenie staropaleozoicznych depresji w północno-wschodniej Polsce można porównać jedynie do położenia paleozoiczno-mezozoicznych struktur północno-zacho-



Ryc. 3.1. Mapa ukształtowania powierzchni krystaliniku północno-wschodniej Polski wykonana na podstawie badań sejsmicznych (wg Młynarskiego, 1982, uproszczona)

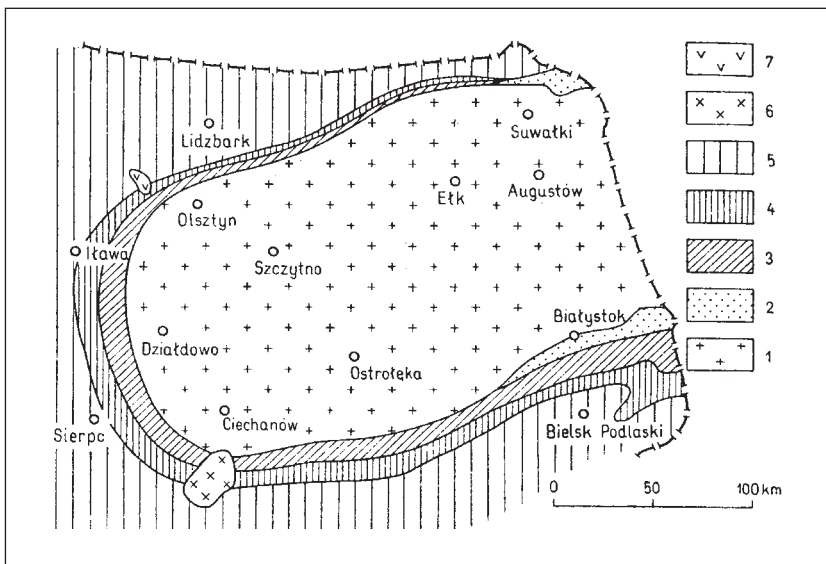
1 – izohipsy powierzchni krystaliniku, 2 – uskoki, 3 – uskoki strefy T–T

dnich brzegów platformy zachodnioaustralijskiej. Również pod względem rozwoju facjalnego, miąższości osadów, a także ewolucji tektonicznej jednostki północno-wschodniej Polski są podobne do jednostek północno-zachodniej Australii. Porównanie to nasuwa przypuszczenie, że w starszym paleozoiku obniżenia nadbałtyckie i podlaskie, podobnie jak dziś australijskie niecki Józefa Bonapartego i Desert, komunikowały się z oceanem, którego wody sięgały na ówczesny szelf kontynentalny platformy wschodnioeuropejskiej.

3.1. Wyniesienie mazurskie i budowa krystaliniku północno-wschodniej Polski

Wyniesienie mazurskie, zwane również mazursko-suwańskim lub antekklizą mazurską, jest największą jednostką północno-wschodniej Polski. Pierwsze wiercenie, które natrafiło na skały krystaliczne na obszarze wyniesienia, zostało wykonane w 1939 r. w Wejsunach, gdzie pod pokrywą osadową o miąższości 1200 m stwierdzono występowanie gabra.

Wyniesienie mazurskie jest wydłużone, o osi prawie równoleżnikowej. Kontynuuje się ono na wschód na teren Białorusi (wyniesienie mazursko-białoruskie). Powierzchnia stropowa krystaliniku stopniowo się podnosi ku wschodowi. Grubość skał mezozoicznych i kenozoicznych, na zachodzie wynosząca 2000 m, maleje do 350 m blisko wschodnich granic Polski i do 100 m na Białorusi. Wyniesienie mazurskie jest dobrze widoczne na mapie odkrytej (bez utworów permu, mezozoiku i kenozoiku). Skały krystaliczne odsłaniają się na znacznej powierzchni w kształcie wydłużonego półwyspu otoczonego skałami osadowymi wendu na wschodzie i kambru na zachodzie. Granice wyniesienia z obniżeniami nadbałtyckim i podlaskim przyjęto umownie wzdłuż linii zasięgu skał osadowych wendu i kambru (ryc. 3.2).



Ryc. 3.2. Mapa odkryta wyniesienia mazurskiego (bez permu, mezozoiku i kenozoiku) (na podstawie *Atlasu geologicznego Polski*, 1968)

1 – prekambryjskie skały krystaliczne, 2–5 skały osadowe: 2 – wendu, 3 – kambru, 4 – ordowiku, 5 – syluru;
6 – intruzje przecinające skały paleozoiczne, 7 – kwaśne skały wylewne

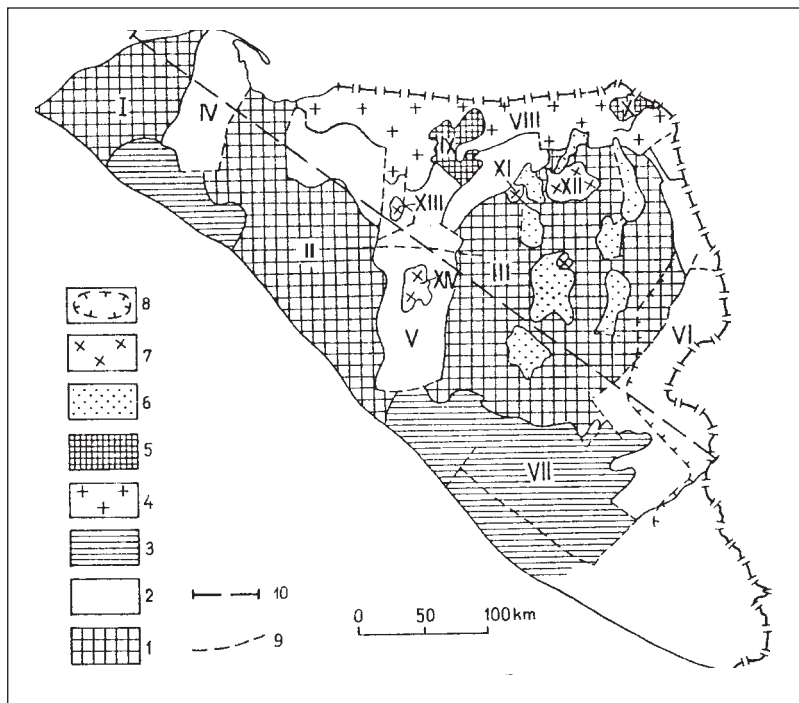
3.1.1. Budowa krystaliniku

W północno-wschodniej Polsce jednostką, gdzie skały cokołu krystalicznego poznano najlepiej, jest wyniesienie mazurskie, a zwłaszcza jego część wschodnia o stosunkowo płytko leżących utworach prekambryjskich. Wyniki badań, do których wykorzystano materiały z licznych już wierceń, dotyczące litologii, petrografii, tektoniki i wieku skał, oraz wpływające z nich wnioski na temat genezy poszcze-

gólnych kompleksów zostały następnie rozszerzone na obszar całej północno-wschodniej Polski (ryc. 3.3). Dzięki badaniom geofizycznym (Karaczun i in., 1975) powstała mapa geologiczna krystaliniku, na której przedstawiono rozmieszczenie i zasięg wyróżnionych kompleksów skał.

Przy analizie budowy cokołu krystalicznego północno-wschodniej Polski były pomocne, zwłaszcza we wczesnym etapie badań, wyniki opracowań krystaliniku tarczy bałtyckiej, gdzie skały prekambryjskie występują na powierzchni, są więc łatwo dostępne. Na podobieństwa między obu regionami zwrócił uwagę A. Łaszewicz (1960).

Jak wynika z analiz radiometrycznych (Depciuch, 1973a), wiek izotopowy większości skał krystalicznych północno-wschodniej Polski mieści się w granicach



Ryc. 3.3. Schemat tektoniczno-strukturalny fundamentu krystalicznego w północno-wschodniej Polsce (wg Ryki, 1982, zmieniony)

Masywy: I – pomorski, II – dobrzyński, III – mazowiecki; **kompleksy starswekofennokarelskie:** IV – kaszubski, V – ciechanowski, VI – podlaski; **kompleksy młodowskofennokarelskie:** VII – kampinoski, VIII – mazurski; **intruzje:** IX – kętrzyńska, X – suwalska, XI – j. Śniardwy, XII – elcka, XIII – olsztyńska, XIV – mławska

1 – granitoidy, 2 – skały kata- i mezometamorficzne prekarelskie, 3 – skały epimetamorficzne karelskie, 4 – granity rapakiwi, 5 – anortozyty, 6 – skały kompleksu subjotnicko-jotnickiego (biebrzańskie), 7 – gabra i sjenity, 8 – zasięg skał wulkanicznych wendu, 9 – ważniejsze uskoki, 10 – linia przekroju (patrz. ryc. 3.4)

1550–1350 mln lat. Był to okres regeneracji dużej części kompleksów skalnych powstałych wcześniej w różnym czasie. Uzyskano bowiem daty świadczące o starszym wieku skał. Najstarsze osiągają 2688 mln lat (Ryka, 1993). Badania petrograficzne (Ryka, 1973) pozwoliły na wyróżnienie szeregu różnowiekowych kompleksów skał metamorficznych i intruzywnych, przy czym stwierdzono, że skały przeobrażone przeszły przez kilkakrotne i zróżnicowane procesy metamorficzne, niektóre w bardzo głębokich strefach skorupy ziemskiej. Świadczy to o długiej ewolucji cokołu krystalicznego północno-wschodniej Polski.

Jako najstarsze wyróżniono prekarelskie masywy granitoidowe i metamorficzne strefy fałdowe (Ryka, 1993). Masywy granitoidowe (ryc. 3.3): **mazowiecki, dobrzyński i pomorski**, zajmują największe obszary i są stosunkowo mało zróżnicowane pod względem własności fizycznych i cech petrologicznych. Z nielicznych wierceń, które przebiły te skały, wynika, że masywy są utworzone z granitów ortoklazowych lub mikroklinowych powstałych z przeobrażenia granitoidów lub tonalitów, w których znajdują się imbrykacje skał o strukturach metamorficznych. Według Ryki (1993) granitoidy są fragmentami bardzo starej płyty kontynentalnej, która następnie uległa pokruszeniu i podziałowi na mniejsze kry. Kry te w czasie późniejszych orogenez spełniały rolę masywów międzygórskich (Kubicki i in., 1972). Zwraca się uwagę (Depciuch i in., 1975) na ich podobieństwo do kopułowych, owalnych struktur znanych z innych terenów platformy wschodnioeuropejskiej, których powstanie wiąże się z archaicznym cyklem białomorskim (białomoridy). Największy z masywów – masyw mazowiecki – leży na obszarze wyniesienia mazurskiego, pozostałe na obszarze obniżenia nadbałtyckiego.

Hipotezy przyjmujące stary wiek omawianych masywów nie znajdowały początkowo potwierdzenia w wynikach analiz radiometrycznych. Wiek skał większości analizowanych prób, pobranych głównie z brzeżnych części masywu mazowieckiego, wynosił od 1344 do 1372 mln lat i był spowodowany ich odmłodzeniem w czasie orogenezy gotyjskiej. Dopiero ostatnio wyniki uzyskane z wiercenia Jastrzębna wskazują, że wiek granitoidów masywu mazowieckiego wynosi od 2688 do 2409 mln lat, potwierdzając ich archaiczną genezę (Ryka, 1993).

Następna grupa skał są to utwory kata- i mezometamorficzne, ukształtowane w cyklu odpowiadającym orogenezie staroswekofennokarelskiej na terenach tarczy bałtyckiej (Ryka, 1982). Tworzą one cztery kompleksy zróżnicowane regionalnie, silnie sfałdowane. Od wschodu są to: **kompleksy: podlaski, ciechanowski i kaszubski** (ryc. 3.3). Ostatnio wyróżniono czwarty **kompleks lubelski** położony na terenie wschodniej Polski. Kompleksy te składają się z dwóch grup: starszej granulitowej i młodszej plagioklazowej. Grupa starsza powstała ze skał osadowych i wulkanicznych (bazalty) w wysokiej temperaturze i niskim ciśnieniu. Grupa druga, utworzona z gnejsów i amfibolitów, tworzyła się w warunkach umiarkowanego ciśnienia i temperatury, a skałami pierwotnymi były głównie lawy wapniowo-wulkaniczne i tufy (Ryka, 1993).