

Stanisław SOKOŁOWSKI, Jerzy ZNOSKO

Projekt mapy tektonicznej Polski jako części mapy tektonicznej Europy

Międzynarodowy Kongres Geologiczny w Meksyku podczas obrad w dniach 6—8 września 1956 r. ukonstytuował na nowo Komisję Mapy Geologicznej Świata oraz powołał do życia między innymi Podkomisję dla Mapy Tektonicznej Świata. Przewodniczącym tej Podkomisji został wybrany prof. N. S. Szatski, na siedzibę zaś sekretariatu Podkomisji wyznaczono Moskwę. Cel jaki postawiono Podkomisji — to podjąć i zorganizować pracę w celu wykonania Mapy Tektonicznej Świata. Termin pierwszego roboczego zebrania Podkomisji w Paryżu wyznaczono na początek 1958 r.

Przewodniczący Podkomisji w pierwszym etapie pracy zorganizował kolokwium tektoniczne w Moskwie w pierwszych dniach marca 1958 r. Na kolokwium zaproszono Czechosłowację, Niemiecką Republikę Demokratyczną i Polskę. Celem kolokwium było przedyskutowanie tektonicznych map wymienionych krajów oraz mapy tektonicznej zachodniej części europejskiej części ZSRR oraz przedyskutowanie i uzgodnienie objaśnień (legendy) do mapy tektonicznej Europy. Zarówno makietą roboczą mapy tektonicznej Europy środkowej i wschodniej jak i objaśnienia do tej mapy miały być podstawą do dyskusji na roboczej konferencji w Paryżu.

Należy zaznaczyć, że jeszcze przed moskiewskim kolokwium Sekretariat Podkomisji dla Mapy Tektonicznej Świata rozesłał wszystkim państwom, członkom Kongresu Meksykańskiego, okólnik zawierający projekt zasad opracowania mapy tektonicznej oraz projekt legendy do tej mapy.

Na konferencji paryskiej przedstawiono zbiorczą mapę tektoniczną Europy środkowej i wschodniej przygotowaną na kolokwium moskiewskim. Oprócz tego na konferencję tę przygotowano mapy tektoniczne Czechosłowacji i Polski. Na zakończenie paryskiej konferencji Komisja dla Mapy Geologicznej Świata powzięła uchwałę, w której między innymi zaleciła Podkomisji dla Mapy Tektonicznej Świata co następuje:

1. Stworzenie Komisji Redakcyjnej z przedstawicieli wszystkich służb geologicznych, uczestniczących w zestawieniu Mapy Tektonicznej Europy. Jednocześnie został powołany Komitet redakcyjny w składzie 12 osób.

2. Postanowiono dla mapy tektonicznej przyjąć skalę 1 : 2 500 000.

3. Komisja Mapy Geologicznej Świata zaleciła jako podstawę do opracowania mapy tektonicznej projekt przygotowany przez podkomisję,

przedstawiony przez nią w okólniku nr 1. Projekt ten zalecony został również jako podstawa do opracowania objaśnienia znaków.

Podkreślono, że objaśnienie może być modyfikowane, ale wszystkie zmiany lub propozycje muszą być komunikowane Komitetowi Redakcyjnemu i dyskutowane na posiedzeniach tegoż Komitetu.

4. Zalecono przy redagowaniu map tektonicznych poszczególnych krajów zastosować: alfabet łaciński w narodowych transkrypcjach dla nazw geologicznych. Użyć języka francuskiego dla nazw tektonicznych, dla nazw struktur tektonicznych, państw, mórz, oceanów, dla tekstów, objaśnień i innych danych. Zalecono w podkładzie geograficznym dla mapy tektonicznej Europy nie uwzględniać granic państw i użyć podwójnych nazw dla tych miejscowości, które w ostatnim 30-leciu zmieniały swe nazwy.

5. Polecono Komitetowi Redakcyjnemu zanalizować możliwości opracowania sympozium dla mapy tektonicznej. Przewidziano również możliwość zredagowania krótkiego tekstu objaśniającego do mapy tektonicznej Europy i zwrócono się z prośbą do Podkomisji, aby przedyskutowała z Akademią Nauk ZSRR możliwość wydrukowania tego objaśnienia w 6 oficjalnych językach kongresu — w możliwie najkrótszym czasie.

6. Zobowiązano Podkomisję Mapy Tektonicznej Świata, aby zorganizowała konferencję poszczególnych sekcji komisji redakcyjnej dla prekambriu tarczy bałtyckiej (w Sztokholmie) oraz dla obszarów fałdowań kaledońskich, hercyńskich i alpejskich. Polecono, aby z początkiem października 1958 r. we Lwowie odbyła się po zjeździe Asocjacji Karpacko-Bałkańskiej sesja komisji wydawniczej dla Karpat.

7. Polecono, aby w początku 1959 r. zorganizowane zostało plenarne posiedzenie Komisji Redakcyjnej w dużym komplecie w celu przedyskutowania pierwszego szkicu mapy tektonicznej Europy.

Na posiedzenie plenarne powinny zostać przygotowane mapy tektoniczne poszczególnych krajów europejskich według zasad, o których była mowa wyżej.

8. Polecono tak zorganizować pracę, aby pierwszy szkic mapy tektonicznej Europy mógł być przedstawiony na XXI-szym Kongresie Geologicznym w 1960 r. w Kopenhadze, a pierwszy szkic Mapy Tektonicznej Świata na XXII-gim Kongresie w 1964 r.

Przedstawiona Mapa Tektoniczna Polski została opracowana na podstawie przedyskutowanego i przyjętego przez Komisję Mapy Geologicznej Świata w 1958 r. w Paryżu projektu, który został zalecony jako obowiązujący.

Jako główną zasadę podziału tektonicznego przyjęto wiek fałdowań. Znaczący to, że skorupę ziemską dzielimy na obszary fałdowań alpejskich, hercyńskich, kaledońskich itd. W poszczególnych obszarach fałdowych wyróżnia się piętra strukturalne, które odpowiadają dość ściśle określonym stadiom rozwoju skorupy ziemskiej. Piętra strukturalne przedstawiają grupy formacji zazwyczaj oddzielone niezgodnością kątową od wyżej i niżej leżących pięter strukturalnych, przy czym w piętrze strukturalnym

ralnym możliwe są małe niezgodności kątowe pomiędzy poszczególnymi grupami formacji, spowodowane transgresjami i regresjami. W obrębie każdego z młodszych fałdowań wyraźnie wyróżniają się masywy powstałe w poprzednim fałdowaniu i w różnym stopniu regenerowane młodszymi ruchami. Zazwyczaj kompleks fałdowy takich masywów ma charakter zupełnie zakończonego fałdowania i oddziela się od młodszego kompleksu fałdowego regionalną niezgodnością, planem strukturalnym i skokiem stopnia metamorfizmu. Takie masywy należy wyróżniać jako samodzielne piętra strukturalne podkreślając wiek zasadniczych fałdowań, plan strukturalny, wiek późniejszych fałdowań oraz charakter związanych z nim struktur nałożonych.

Piętra strukturalne każdego okresu fałdowań można wydzielać według typów skał serii osadowych odpowiadających stadiom rozwoju geosynklin: wczesnym, środkowym i późnym, przy czym te ostatnie następują w końcowych etapach rozwoju geosynkliny — np. flisz i molassa — kiedy ruchy obniżające zmieniają się na wypiętrzające i zaczynają formować się łańcuchy górskie.

Piętra strukturalne zaznacza się odpowiednią gamą barwy — różnej dla każdego fałdowania.

Fałdowania alpejskie zaznacza się barwami żółtymi, hercyńskie — brązowymi, kaledońskie — fioletowymi, assyntyjskie (bajkalskie) — niebieskimi, proterozoiczne — czerwonomarańczowymi, archaiczne różowymi i ciemnoczerwonymi.

Jako odrębne piętro strukturalne wyróżnia się zapadliska przedgórskie. Stosuje się dla nich kreskowania pozicme wyrażające wiek powstania zapadliska oraz czas jego formowania. Tak więc, np. dla zapadliska przedkarpacciego czas tworzenia się wyraża się najjaśniejszą barwą przyjętą dla fałdowań alpejskich, tektoniczne zaś założenia barwą odpowiadającą utworom starszych okresów fałdowań, na których zostało uformowane zapadlisko. W przypadku nakrycia starszych zapadlisk przez młodsze osady pokryw platformowych zaznacza się pokrywę platformową kreskowaniem odpowiedniej barwy dla pokrywy platformowej oraz barwą wskazującą na przynależność zapadliska do danego okresu fałdowań. Ważne jest również zaznaczenie na mapie tektonicznej zapadlisk śródgórskich, które rozwijały się równocześnie z zapadliskami przedgórskimi.

Pokrywy platformowe przedstawiają serie osadów powstałe na powierzchni utworów geosynklinalnych. Dlatego też najbardziej charakterystycznym rysem obszarów pokryw platformowych jest obecność dwóch wyraźnych pięter strukturalnych: sfałdowanego podłoża i pokrywy platformowej. Oba te piętra strukturalne rozdzielone są dużymi regionalnymi przerwami i dużą kątową niezgodnością.

Podłoże platformowych pokryw może być różnego wieku. Pokrywy platformowe spoczywają w różnych obszarach na podłożu archaicznym, proterozoicznym, kaledońskim i hercyńskim. Dla pokryw platformowych przyjęte zostały następujące barwy w zależności od podłoża:

- 1) archaiczno-proterozoiczne — jasna brązoworóżowa;
- 2) bajkalskie (assyntyjskie) — niebieskoszara;
- 3) kaledońskie — jasna fioletowoszara;
- 4) hercyńskie — brunatnoszara.

Pokrywa platformowa może być rozdzielona na szereg podpięter, które wyrażają etapy rozwojowe serii osadowych.

Na mapach tektonicznych wyróżnia się masywy intruzywne, określając ich rozmiar, wiek i skład petrograficzny. Rozdzielenie mas intrudujących powinno odzwierciedlać główne cykle tektomagmatyczne.

Na mapach tektonicznych należy również w miarę możliwości zaznaczać centra wylewów wulkanicznych, struktury tektoniczne, dyslokacje jak: uskoki, fleksury, nasunięcia oraz szwy geotektoniczne („*Erdnahten*“). W miarę możliwości należy również zaznaczyć obszary tektoniki solnej.

Należy dążyć do przedstawienia ukształtowania morfologicznego podłoża pokryw platformowych na mapach tektonicznych oraz wyrazić strukturę tektoniczną pokryw platformowych przy pomocy izohips najdogodniejszego do tego celu horyzontu stratygraficznego.

PRZEGLĄD NIEKTÓRYCH PRAC ŹRÓDŁOWYCH Z ZAKRESU TEKTONIKI POLSKI

Jakkolwiek projekt mapy tektonicznej Polski ma już założenia wyznaczone z góry instrukcją międzynarodowej mapy tektonicznej Europy, należy jednak przed omówieniem tegoż projektu wymienić niektóre przynajmniej prace publikowane, przede wszystkim polskich autorów, które wykorzystano przy jego wykonaniu.

Prace syntetyczne obejmujące cały obszar Polski są bardzo nieliczne, przy czym należy zaznaczyć, że brak jest dotychczas syntezy, która by w sposób zwięzły, lecz wyczerpujący ujmowała w czasie i przestrzeni genezę tektoniki naszego terytorium państwowego. Wymienić w tej grupie należy M. Limanowskiego (1922), W. Teisseyre'a (1922) oraz pracę syntetyczną J. Nowaka (1927), w której część Polski poza Karpatami jest potraktowana zbyt ogólnie. Jediną tektoniczną mapą Polski jest mapa S. Z. Różyckiego (1952). Do tej kategorii prac należy też zaliczyć podział geologiczny Polski W. Pożaryskiego (1956 a).

Następną grupę stanowią prace odnoszące się do Niżu Polskiego, jednocześnie również prace częściowo obejmujące także regiony pasa wyżynnego Polski środkowej. Z okresu przed rokiem 1939 można tu wymienić prace o większym zasięgu regionalnym: J. Lewińskiego i J. Samsonowicza (1918), Cz. Kuźniara (1922), J. Samsonowicza (1925), B. Halickiego (1934) i późniejszą pracę B. Brockampa (1941) następnie z lat ostatnich: S. Pawłowskiego (1947, 1948), T. Olczaka, 1951, J. Samsonowicza (M. Książkiewicz, J. Samsonowicz, 1952), A. Dąbrowskiego (1957) i wydrukowaną poza granicami kraju ogólną, jednakże klasycznie tektoniczną pracę Z. Sujkowskiego (1946) obejmującą całą Europę wschodnią, wreszcie W. Pożaryskiego (1952, 1957a, 1957b).

Ostatnią grupę stanowią prace odnoszące się do regionów Polski środkowej i południowej. Wymieniamy tylko prace najważniejsze oraz zbiorowe z „Geologii Regionalnej Polski“: Sudety — H. Teisseyre, K. Smulikowski i J. Oberc (1957); region górnośląski — materiały kartograficzne S. Doktorowicza-Hrebnińskiego; Góry Świętokrzyskie — J. Czarnocki (1927) i (1957), J. Samsonowicz (1934), tenże autor w pracy z M. Książkiewiczem (1952) oraz J. Wdowiarz (1954); region lubelski — W. Poża-

ryski (1956); Karpaty fliszowe — M. Książkiewicz (1953), H. Świdziński (1953); Pieniński Pas Skałkowy — K. Birkenmajer (1953); Tatry — A. Michalik (1953).

Poza tym dane tektoniczne dla obszaru Polski znajdujemy w ogromnym zbiorze prac stratygraficznych i geologicznych regionalnych (szczególnie w starszych pracach monograficznych), z którego niesposób wymienić tutaj choćby najważniejszych.

Opracowanie kartograficzne projektu mapy tektonicznej Polski oparto na mapach „Atlasu Geologicznego Polski“ w skali 1 : 1 000 000 wydanych dotychczas przez Instytut Geologiczny.

PROJEKT MAPY TEKTONICZNEJ POLSKI¹

Obszar Polski jest tektonicznie wyraźnie trójdzielny. Północno-wschodnia część znajduje się w zachodniej części wielkiej jednostki tektonicznej: jaką jest platforma wschodnioeuropejska. Część południowo-zachodnia należy do obszaru orogenu hercyńskiego, w przeważającej części znajdującego się pod pokrywą platformową osadów mezozoicznych i kenozoicznych. Najbardziej na południu znajduje się obszar należący do orogenu alpejskiego.

W obszarach dotkniętych górotwórczością hercyńską wyraźnie zaznaczają się dość duże elementy tektoniczne, które uległy hercyńskiej przebudowie, ale których pierwotne pochodzenie należy łączyć z orogenezą kaledońską i prekambryjską. Do tych starszych, regenerowanych w orogenezie kaledońskiej i hercyńskiej jednostek tektonicznych należą Sandomiryny w Górach Świętokrzyskich oraz liczne jednostki tektoniczne w Sudetach.

Nie wyjaśniony jest do dziś zachodni zasięg prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej. Na podstawie danych magnetycznych i gravimetrycznych w podłożu krystalicznym zaznaczają się dwie „krawędzie“. Stanowią one strefę wglębnych rozłamów tektonicznych — szwów tektonicznych w podłożu krystalicznym i ciągną się od zapadliska lwowskiego aż po Skanię, a kończą się w rowie tektonicznym Oslo.

Przez wglębne rozłamy tektoniczne należy rozumieć strefy głębokich dyslokacji, które w niższych swych partiach mogą przedstawiać blizny tektoniczne nie hamujące jednak możliwości ruchów pionowych. W partiach wyższych blizny przechodzą stopniowo w strefę rozluźnień tektonicznych o wyraźnych płaszczyznach nieciągłości. Poprzez cały paleozoik i mezozoik blizny te warunkowały stabilność kratonu wschodnioeuropejskiego oraz labilność obszaru położonego na zachód od stref wglębnych rozłamów tektonicznych.

Przez cały paleozoik i mezozoik miały one zdecydowany wpływ na paleogeografię, na rozwój cyklów sedymentacyjnych, a nawet na kształtowanie się wschodniego zasięgu głębszych zbiorników morskich geosynklinalnych lub zbiorników o tendencjach geosynklinalnych.

Charakter strefy wglębnych rozłamów, szwów tektonicznych może być dyskutowany i z innego punktu widzenia. Niektórzy geolodzy i geofizy-

¹ Autorem części „Projektu“ obejmującej „Obszar fałdowań alpejskich“ jest St. Sokolowski — pozostałych części — J. Znosko. Obszar Dolnego śląska został opracowany wspólnie. Niezależnie od tego całość pracy była wzajemnie konsultowana.

cy rozumieją tę strefę jako normalną, jednak dość dużą, stromizną powierzchni podłoża krystalicznego. Jego nachylenie ku zachodowi a w następstwie tego zanurzenie byłoby tak duże, że w konsekwencji nie dawałoby już efektów geofizycznych, głównie magnetycznych, wskutek niwelowania wpływów magnetycznych przez wysoką temperaturę. Rozwijając tę myśl dalej należałoby się dopatrywać w ruchach podłoża krystalicznego tylko szerokopromiennych spąceń w sensie pozytywnym i negatywnym, co mogłoby powodować znane zjawiska sedymentacyjne w paleozoiku i mezozoiku na Niżu Polskim.

Sprawa charakteru strefy szwów tektonicznych ma zasadnicze znaczenie dla tektoniki Niżu Polskiego, dlatego należy ją tu bliżej rozpatrzyć. Wydaje się, że pewne światło na charakter tej strefy rzuca analiza historii sedymentacji w mezozoiku.

Na tle analizy map paleogeograficznych mezozoiku, na których zaznaczono strefy najintensywniejszego obniżania się oraz rozłożenie poszczególnych stref miąższości osadów, uderza pewna regularność i powtarzalność zjawiska tektonicznego. Powoduje ono takie a nie inne rozłożenie miąższości oraz decyduje o przebiegu poszczególnych etapów przegłębień zbiorników.

W pstrym piaskowcu największe miąższości obserwuje się na zachód od głębszej „krawędzi“ w podłożu krystalicznym, jednocześnie zaś oś najintensywniejszego obniżania się zbiornika układa się równolegle do kierunku strefy szwów tektonicznych.

W recie i wapieniu muszlowym następuje dość gwałtowne skrócenie osi najgłębszej strefy zbiornika morskiego. Przyjmuje ona prawie równoleżnikowy kierunek i dopiero w obszarze Gór Świętokrzyskich skręca ku południowemu wschodowi, wykorzystując stare, popaleozoiczne obniżanie wzdłuż południowo-zachodniego brzegu Gór Świętokrzyskich, którym również i transgresja cechsztynu przeniknęła daleko aż w okolice Wojsławia.

Zjawisko to można, jak się zdaje, wytłumaczyć przyjmując zróżnicowany „nożycowy“ ruch wzdłuż szwów tektonicznych. Można by przypuszczać, że kra zachodnia wykonała ruch obniżający na południu, a wznoszący na północy, wzdłuż osi prawie równoleżnikowej. Podłoże krystaliczne platformy wschodnio-europejskiej wykonało podobny ruch, ale odwrotnie skierowany. Część północna obniżyła, południowa zaś wzniosła się.

Ruchy te o przeciwnych kierunkach przesunęły na krze zachodniej oś basenu na południe i nadały jej kierunek równoleżnikowy, natomiast na wschodniej zaryglowały możliwość przedłużania się osi strefy największego obniżania się ku wschodowi i zmusiły ją do szukania sobie drogi w strefach bardziej obniżonych — a więc w otoczeniu Gór Świętokrzyskich i to głównie na zachód od Gór Świętokrzyskich. Prawdopodobnie wielkie ruchy spowodowały albo spływanie albo w ogóle wycofanie się morza retu oraz środkowego i górnego wapienia muszlowego z północno-wschodniej Polski i umożliwiły połączenie się z basenem alpejskim na południu. Rozpatrując ten przypadek należy podkreślić, że ruch tektoniczny mimo swego epejrogenicznego charakteru jest dość nagły. Może on dać się objaśnić tylko nożycowym charakterem ruchów wzdłuż szwów tektonicznych. Jeśli miałyby to być tylko szerokopromienne spącecia,

Fig. 1. MAPA TEKTONICZNA POLSKI — TECTONIC MAP OF POLAND

Obszar fałdowań prekambryjskich: podłoże krystaliczne pod pokrywą platformową: 1 — paleozoiczną, mezozoiczną i kenozoiczną, 1a — mezozoiczną i kenozoiczną.

Obszar fałdowań hercyńskich: 2 — stare masywy nieregenerowane: Dolny Śląsk, Sowie Góry — prekambryjskie, 3a, 3b* — dolne piętro strukturalne; Dolny Śląsk — prekambryjskie — środkowe Devon?, 4 — dolne piętro strukturalne; Góry Świętokrzyskie — kambryjskie, 5 — środkowe piętro strukturalne; Dolny Śląsk, Góry Świętokrzyskie, Krakowskie — ordowik-karbon dolny, 6 — górne piętro strukturalne — zapadliska śródgórskie; Dolny Śląsk, Górny Śląsk, karbon górny-perm, 7 — nieokreślone piętra strukturalne fałdowań hercyńskich pod mezozoiczną i kenozoiczną pokrywą platformową, 8 — zapadlisko przedgórskie pod mezozoiczną i kenozoiczną pokrywą platformową, 9 — zapadliska śródgórskie pod mezozoiczną i kenozoiczną pokrywą platformową, 10 — wczesno hercyńskie skały zasadowe (gabra, serpentynity i inne) w obrębie masywów skonsolidowanych, 11 — późno hercyńskie (serorogeniczne granitoidy, 12 — późno hercyńskie porfiry i keratofiry, melafiry i diabazy, subwulkanity diabazowe i gabroidalne oraz lamprofiry

Obszar fałdowań alpejskich: 13 — wiekowie nieokreślone krystaliczne jądro antyklinoriale Tatr — prekambryjskie-paleozoiczne, 14 — dolne piętro strukturalne: Tatry, seria wierzchowa — trias-kreda górna, serie regłowe — trias-kreda dolna; 15a, 15b, 15c* — środkowe piętro strukturalne, 16 — górne piętro strukturalne: flisz brzegu karpackiego pod neogenem niesfałdowanym, 17 — zapadliska śródgórskie, 18 — zapadliska przedgórskie, 19 — cieszynity, bazalty, andezyty

Objaśnienia znaków

20 — izohipsy, 21 — granice tektoniczne, 22 — szwy tektoniczne (głębokie rozłamy w podłożu krystalicznym), 23 — uskoki i fleksury, 24 — nasunięcia, 25 — zewnętrzny brzeg Karpat fliszowych pod neogenem, 26 — antykliny, 27 — antykliny na obszarze pokrywy platformowej, 28 — kopuły antyklinalne na obszarze pokrywy platformowej, 29 — przypuszczalna granica ciągłej pokrywy paleozoicznej, 30 — repery powierzchni podłoża krystalicznego

Area of Pre-Cambrian foldings: crystalline substratum underneath platform cover: 1 — Palaeozoic, Mesozoic and Kainozoic cover, 1a — Mesozoic and Kainozoic cover

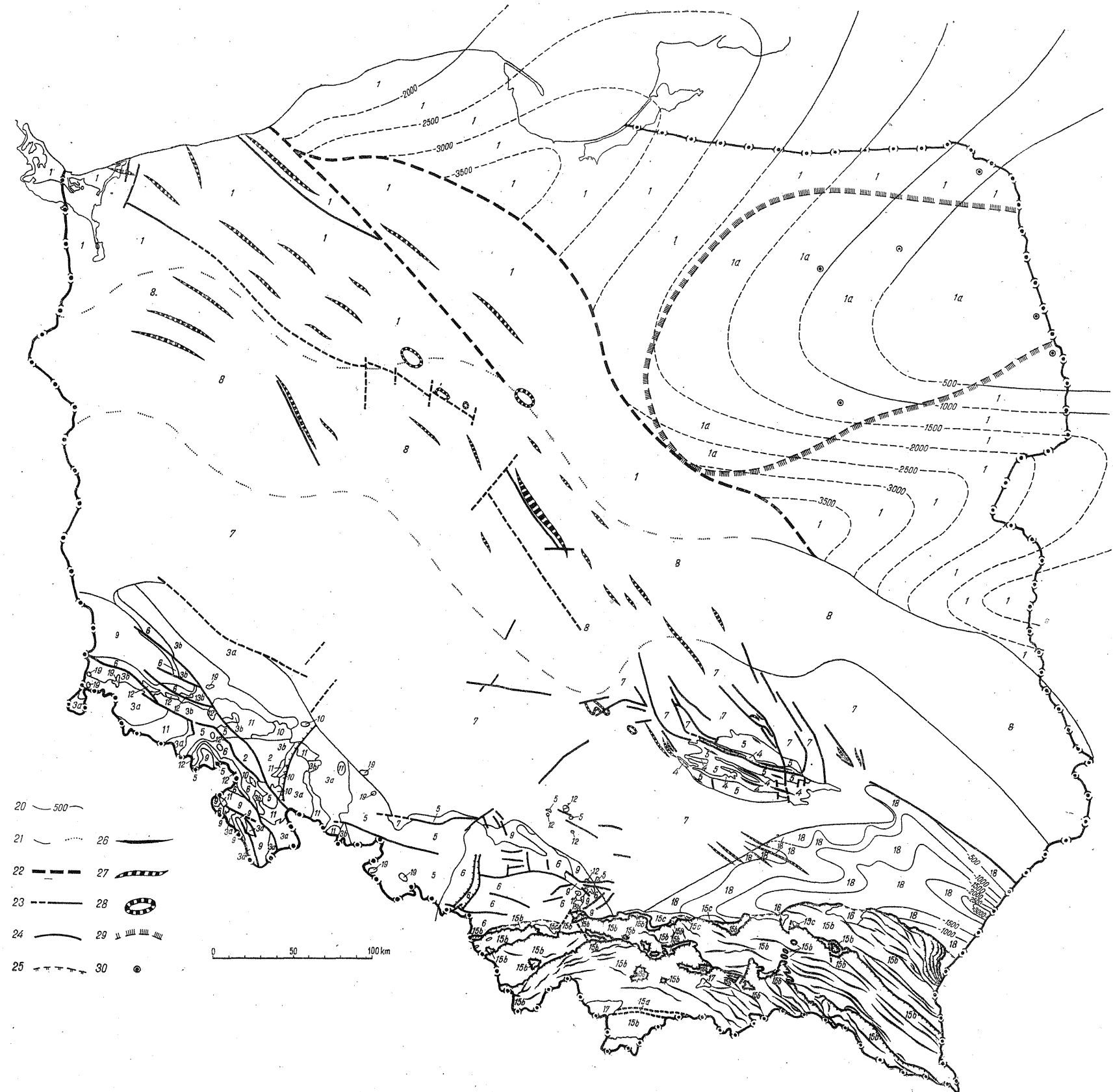
Area of Hercynian foldings: 2 — ancient non-regenerated massifs: Lower Silesia, Sowie Góry (Owl Mts) — Pre-Cambrian; 3a, 3b* — Lower structural stage; Lower Silesia — Pre-Cambrian — Middle Devonian?, 4 — Lower structural stage: Święty Krzyż Mountains — Cambrian; 5 — Middle structural stage: Lower Silesia, Święty Krzyż Mountains, Cracow region — Ordovician — Lower Carboniferous; 6 — Upper structural stage intramountain depressions Lower Silesia, Upper Silesia; Upper Carboniferous-Permian, 7 — Non-identified structural stages of Hercynian foldings underneath Mesozoic and Kainozoic platform cover; 8 — Depression of mountain foreland underneath Mesozoic and Kainozoic platform cover; 9 — Intramountain depressions underneath Mesozoic and Kainozoic platform cover, 10 — Early Hercynian basic rocks (gabbros, serpentinites, and others) within range of consolidated massifs; 11 — Lake Hercynian serorogenic granitoids, 12 — Late Hercynian porphyries and keratophyres melaphyres and diabases, diabase and gabbroidal subvolcanites, and lamprophyres;

Area of Alpine foldings: 13 — Non-identified, as to age, crystalline anticlinorial core of Tatra Mts. arch. — Precambrian — Palaeozoic; 14 — Lower structural stage: Tatra Mountains, high tatric series — Triassic — Upper Cretaceous, subtratic series — Triassic — Lower Cretaceous, 15a, 15c* — Middle structural member, 16 — Upper structural member: Flysch of Carpathian border underneath nonfolded Neogene; 17 — Intramountain depressions; 18 — foreland depressions; 19 — Teschenite — basalts, andesites

Explanation of symbols:

20 — Isohypsies, 21 — Tectonic boundaries, 22 — Tectonic seams (deep ruptures in crystalline substratum), 23 — Faults and flexures, 24 — Overthrusts, 25 — Outer border of Flysch Carpathians underneath Neogene deposits, 26 — Anticlines, 27 — Anticlines on platform cover area, 28 — Anticlinal domes on the platform cover area, 29 — Presumed limit of the continuous Palaeozoic cover, 30 — Markers of crystalline substratum

* Podział na podpiętra w tekście — Division into sub-stages, see text.



należałoby wtedy zwrócić uwagę na ich rewolucyjny charakter na pograniczu piaskowca i retu, co przy szerokopromiennych spaczeniach i pochyleniach powierzchni podłoża krystalicznego nie jest regułą.

Podobnie, lub jeszcze drastyczniej, przedstawiają się te zjawiska w jurze i kredzie.

W liasie oś największego obniżenia basenu sedymentacyjnego jest równoległa do szwów tektonicznych i ma kierunek NW-SE.

W doggerze kra zachodnia podnosi się w części północnej, co powoduje przesunięcia się osi najgłębszej strefy ku południowi i zmianę jej kierunku na prawie równoleżnikowy. Umożliwia to z kolei wtargnięcie transgresji aalenu od zachodu z okolic Berlina na wschód. Jednakże już w wyższym doggerze następuje powrotne obniżenie północnej części kry zachodniej i przesunięcie się osi największego obniżania się na Pomorze, w ten sam obszar, w którym stwierdzono tę strefę w liasie. W malmie strefą największych głębokości zbiornika zaznacza się wzdłuż linii Ciszkowo, Kutno, Tomaszów Mazowiecki, Rachów, Korytków, Sądowa Wisznia, Drohobycz, Stryj. W części północnej od Ciszkowa po okolice Tomaszowa Mazowieckiego strefa największego obniżania się znajduje się w całości na zachód od głębszej krawędzi w podłożu krystalicznym.

Pomiędzy Tomaszowem Mazowieckim a Stryjem strefa największego obniżania się przesuwa się nieco na północny wschód i znajduje się w strefie pomiędzy płytszą a głębszą krawędzią w podłożu krystalicznym, przebiegając bliżej krawędzi głębszej i prawie do niej równolegle. Poprzez całą jurę obserwuje się wyraźną stabilność kratonu wschodnio-europejskiego, powodującą duże zróżnicowanie miąższości jury pomiędzy nim a zachodnią i środkową częścią Polski.

W przypadku zupełnej albo prawie zupełnej stabilności podłoża platformy wschodnio-europejskiej i dość żywo zmieniającego się położenia osi największego obniżania się w doggerze i malmie, wskutek ruchów obniżających i podnoszących krę zachodnią, można i trzeba przyjąć zróżnicowanie ruchu obu kier względem siebie. Mogło się to odbywać tylko w przypadku istnienia pomiędzy nimi płaszczyzny nieciągłości.

W kredzie różnice ruchu obu kier względem siebie są jeszcze wyraźniejsze. W kredzie dolnej kra zachodnia wykonuje ruch obniżający, intensywniejszy na północy aniżeli na południu, co powoduje wniknięcie transgresji morza dolnokredowego od północnego zachodu, przy czym morze to, jak można wnioskować z danych wiertniczych, nie wykroczyło lub wykroczyło minimalnie ku wschodowi poza strefę głębszej krawędzi podłoża krystalicznego.

Oś strefy największego obniżenia zbiornika sedymentacyjnego biegnie łagodnym łukiem od zachodu, od okolic Myśliborza. W okolicach Inowrocławia skręca na południowy wschód i ciągnie się poprzez Żychliń, Radom po Zaklików. W części południowo-wschodniej oś ta wkracza w strefę pomiędzy rozłamami i biegnie blisko i równolegle do głębszej krawędzi w podłożu krystalicznym.

W kredzie środkowej następuje szerokie rozlanie się morza, które w znacznej części zalewa platformę wschodnio-europejską, przekraczając strefę płytszej krawędzi podłoża krystalicznego. Jest jasne, że to wielkie powierzchniowo rozprzestrzenienie się transgresji środkowej kredy nie

nastąpiło z powodu zasypania zbiornika dolnej kredy, ale z powodu znacznego obniżenia się kry wschodnio-europejskiej. Ruch ten mógł nastąpić tylko wzdłuż płaszczyzn nieciągłości w podłożu krystalicznym. Szerokopromienne spaczenia i wgniatania podłoża w strefie szwów tektonicznych musiałyby zaznaczyć się wzrostem miąższości osadów kredy w tym pasie, czego jednak absolutnie się nie obserwuje.

W kredzie górnej następuje gwałtowne obniżenie się kry zachodniej i w konsekwencji ostre zróżnicowanie miąższości pomiędzy osadami kredy górnej na wschód i na zachód od strefy wgłębnych rozłamów tektonicznych.

Oś strefy największego obniżania się zbiornika górnej kredy biegnie od Skanii przez Pomorze, Kujawy i Lubelszczyznę. Analizując położenie osi najintensywniejszego obniżenia się dna zbiornika górnej jury i górnej kredy na obszarze Lubelszczyzny zauważa się na podstawie danych wiertniczych, że oś ta w górnej jurze przebiega równolegle i bliżej do głębszej krawędzi w podłożu krystalicznym, natomiast w górnej kredzie równolegle i bliżej płytszej krawędzi podłoża krystalicznego.

Przeprowadzona analiza tektoniczna wskazuje wyraźnie, że zróżnicowanie tempa sedymentacji odbywa się stale wzdłuż szwów tektonicznych i że uwarunkowane jest ono ruchami pionowymi obu kier wzdłuż tych szwów. Przemieszczanie się osi najintensywniejszego obniżenia się dna zbiornika, zachodzące często pomiędzy płytszą i głębszą krawędzią w podłożu krystalicznym szczególnie na Lubelszczyźnie, nie może być w tak wąskiej strefie tłumaczone szerokopromiennymi spaczeniami. Natomiast zjawiska te są zupełnie możliwe w przypadku istnienia tektonicznych stref nieciągłości w podłożu krystalicznym.

Na podstawie dotychczasowych danych wiemy, że po orogenezie hercyńskiej strefy te kształtowały rozwój permu i mezozoiku na Niżu Polskim, a także w Danii i Skanii. Oddzielają one od siebie dwa obszary o zdecydowanie różnym tempie sedymentacji. Podczas gdy na platformie wschodnio-europejskiej miąższości osadów paleozoiku, mezozoiku i kenozoiku nie przekracza z reguły od 3 do 4 km, to w tzw. bruzdzie duńskopolskiej grubość osadów cechsztynu i mezozoiku osiągnęła przed wydzwignięciem laramijskim od 8 do 9 km. Na tym obszarze doszło do efektywnego² sfałdowania, do tektoniki uskokowej i do ujęcia osadów cechsztynu i mezozoiku w szereg fałdów. Występują tutaj objawy tektoniki kratogenicznej w obrębie cechsztyńsko-mezozoicznej pokrywy platformowej.

POKRYWA PLATFORMOWA PODŁOŻA PREKAMBRYJSKIEGO

Występuje ona w północno-wschodniej Polsce. Granicę jej w dużym przybliżeniu wyznacza przedgórski rów hercyński. Cały obszar fałdowań prekambryjskich przykryty jest platformową pokrywą skał paleozoicznych, mezozoicznych i kenozoicznych. Na mapie (fig. 1) zaznaczono ukształtowanie morfologiczne powierzchni podłoża krystalicznego izohipsami co 500 m. Przebieg i ułożenie izohips wyznacza wyniesione i obniżone elementy tektoniczno-morfologiczne. Wysoko wyniesione części fundamentu

² Według podziału H. Stillego wyróżnia się w tektonice saksońskiej typy fałdowań: efektywne, dejektywne i kongruentne (J. Z.).

pozbawione są osadów paleozoicznych i przykrywają je tylko osady mezozoiczne i kenozoiczne. Specjalnym znakiem określono przypuszczalną granicę rozprzestrzenienia osadów paleozoicznych.

Na mapie tektonicznej zinterpretowano odmiennie powierzchnię podłoża krystalicznego, w stosunku do interpretacji St. Pawłowskiego (1958) oraz K. Karaczuna i A. Dąbrowskiego (1956). Przedstawiona interpretacja zbliżona jest najbardziej do tej, którą przedstawia w swym opracowaniu rękopiśmiennym J. Skorupa (1958). Należy podkreślić, że obie te interpretacje powstały współcześnie i niezależnie od siebie.

Geologowie radzieccy w ostatnich swych publikacjach podkreślają, że w zachodniej Białorusi i na Polesiu stwierdzone zostały w klastycznych osadach dolnego kambru serie efuzywne i tufogeniczne (E. P. Bruns, 1957). Serie te osiągają znaczne miąższości i zawierają pośród osadów piaszczysto-mułowcowych szereg wkładek bazaltów, pośród których liczne osiągają poważne miąższości. Pod serią tufogeniczno-efuzywną (tzw. seria wołyńska) występują jeszcze osady piaszczysto-mułowcowo-arkozowe, które na pomoście poleskim, a więc w elewacyjnej części obniżenia podlasko-poleskiego (lub w poprzecznej depresji pomiędzy antekląz białoruską a tarczą ukraińską) osiągają około 1000 m. W wierceniach stwierdzono 700 m wyżej wymienionych osadów, jednakże z luką wskutek erozji pewnych ogniw na pomoście poleskim. Na lukę należy, jak wynika z profilów, doliczyć jeszcze około 300 m. Analizując rozprzestrzenienie osadów efuzywnych i tufogenicznych geologowie radzieccy zaznaczają obszar działalności wulkanicznej, którego granica zatacza półkole na terenie Polesia i Białorusi i otwiera się ku Polsce. W Polsce też geologowie radzieccy dopatrują się częściowo centrum działalności wulkanicznej.

W świetle tych materiałów nie może ulegać wątpliwości, że niektóre maksima magnetyczne północno-wschodniej Polski, których interpretacja geofizyczna spowodowała powstanie „zatoki białostockiej“ i „wału podlaskiego“, nie mogą stanowić nic innego, jak obszary rozprzestrzenienia serii efuzywnych i tufogenicznych, pod którymi, podobnie jak na Polesiu, Wołyniu i Białorusi, powinny by występować jeszcze serie osadów klastycznych oddzielających serie efuzywne i tufogeniczne od rzeczywistego podłoża krystalicznego.

Zgodne z tym są wyniki wiercenia Żebrak, w którym osady syluru prawdopodobnie o grubości blisko 1000 m (jak można wnioskować) oraz osady dolnego kambru o grubości nie mniejszej niż w zapadlisku brzeskim i na elewacyjnym pomoście poleskim wyznaczają podłoże krystaliczne na głębokości nie mniejszej niż 3000 m.

Pozostaje jeszcze do omówienia wiercenie Płońsk, którego interpretacja powoduje takie przedstawienie powierzchni podłoża krystalicznego, jak to uczyniono na mapie tektonicznej. Jak wiadomo wiercenie zostało zlikwidowane ze względów technicznych na głębokości 2840 m nie przebijając osadów pstrego piaskowca. Na głębokości około 3000 m w badaniach sejsmicznych — refrakcyjnych stwierdzono dużą prędkość, która może cechować anhydrytowe kompleksy cechsztynu, ewentualnie podścielające osady pstrego piaskowca, albo też może cechować skały podłoża krystalicznego, na których leży wprost pstry piaskowiec. Interpretacja więc polega na przyjęciu lub nie przyjęciu obecności osadów anhydrytowych cechsztynu.

Należy sądzić, że osadów cechsztynu w Płońsku nie ma (fig. 2), a osady pstręgo piaskowca leżą wprost na krystalicznym fundamencie. Przypuszczenie można oprzeć na tym, że w osi obniżenia podlaskiego w wierceniu Zebrak stwierdzono zaledwie 102 m osadów cechsztynu. Podobnie i w Magnuszewie perm liczy tylko 129 m. Jeśli w Magnuszewie i Zebraku

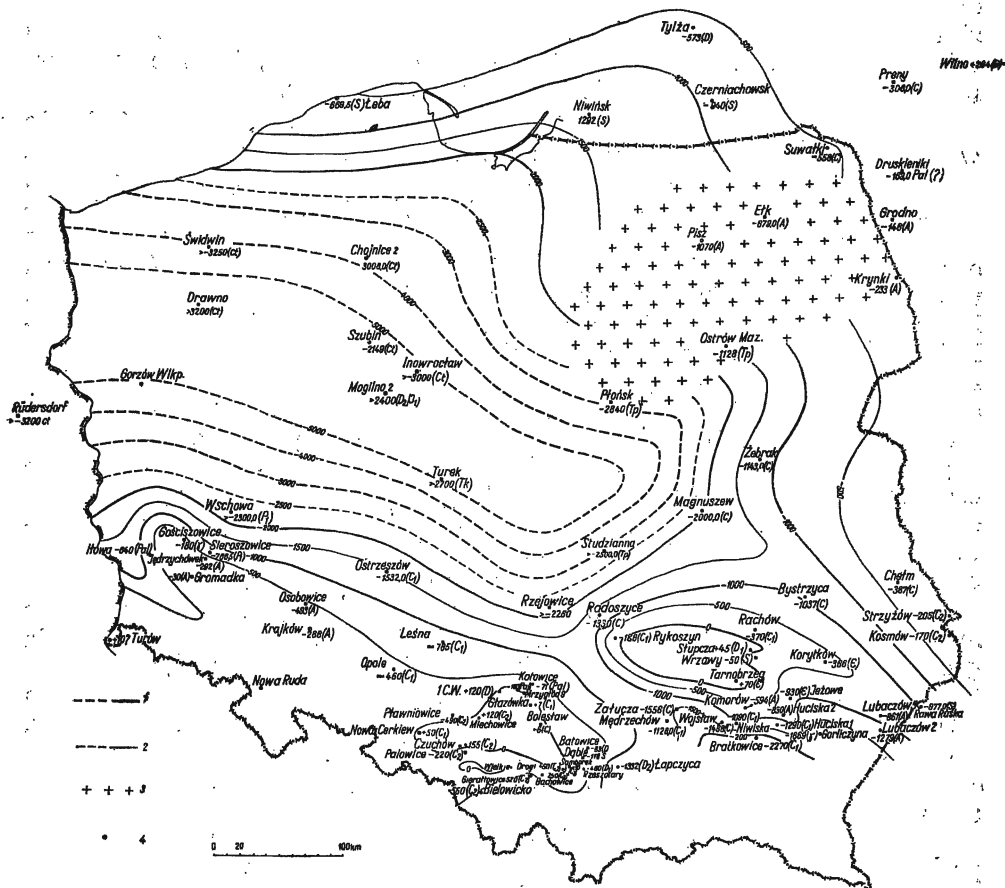


Fig. 2. Schematyczna mapa strukturalna powierzchni podpermskiej
Diagrammatic structural Map of Sub-Permian surface

1 — izohipsy co 1000 m, 2 — izohipsy co 500 m, 3 — podłoże krystaliczne bez pokrywy paleozoicznej, 4 — repery powierzchni podpermskiej (łącznie z reperami interpretacyjnymi)

Tp, Tk — kajper, piaskowiec pstry, Ct — cechsztyln, P — perm, C — karbon, D — dewon, S — sylur, Pal — paleozoik, A — archaik, γ — skały metamorficzne

1 — isohypses at 1000 m. intervals, 2 — isohypses at 500 m. intervals, 3 — crystalline substratum without Palaeozoic cover, 4 — markers of the Sub-Permian surface
Tp, Tk — Keuper, Bundsandstein, Ct — Zechstein, P — Permian, C — Carboniferous, D — Devonian, S — Silurian, Pal — Paleozoic, A — Archaic, — metamorphic rocks

znajdujących się w strefie obniżenia podłoża krystalicznego osady permu są tak cienkie, to w Płońsku albo ich nie ma wcale albo muszą być jeszcze cieńsze. Ponieważ dalej ku wschodowi i północnemu wschodowi w wierceniach Ostrów Mazowiecka i Pisz osady pstręgo piaskowca leżą wprost

na podłożu krystalicznym, można uważać, że okolica Płońska również należy do obszaru pozbawionego osadów cechsztynu i paleozoiku, i że wysoka prędkość w badaniach refrakcyjnych spowodowana została przez skały podłoża krystalicznego.

Uwzględniając punkty reperowe podłoża krystalicznego w Grodnie, Druskiennikach, Suwałkach, Prenach, Wilnie, Sokółce, Ełku, Piszcu, Ostrowi Mazowieckiej, następnie w Niwińsku oraz w Czerniachowsku (gdzie przebito górny ludlow i doliczono brakujące miąższości na podstawie wyników wiercenia w Tylży) dochodzimy do wniosku, że przebieg wyniesienia mazursko-suwańskiego jest nieco odchyłony od kierunku równoleżnikowego.

Interpretacja powierzchni podłoża krystalicznego przeprowadzona w ten sposób pokrywa się z ogólnym stylem, jak można wnioskować, ukształtowania podłoża, przy czym wyniesienie mazursko-suwańskie stanowiło by poprzez antyklizę białoruską przedłużenie antyklizy kurskiej (E. P. Bruns, 1957).

Analizując przebieg izohips powierzchni podłoża krystalicznego i powierzchni podpermskiej (fig. 2) w syneklizie nadbałtyckiej zauważa się pewną niezgodność w położeniu osi tej syneklizy. Występuje tutaj stopniowe i bardzo powolne przesuwanie się osi syneklizy ku południowi czy też ku południowemu wschodowi od dolnego paleozoiku aż po mezozoik. W mezozoiku oś syneklizy znajduje się już na wyniesieniu mazursko-suwańskim. Miąższość osadów mezozoiku w tej strefie jest największa, natomiast w paleozoicznych syneklizach nadbałtyckiej i podlaskiej najmniejsza. Obserwujemy tutaj zjawisko inwersji tektonicznej. Ponieważ w obecnym stanie wiedzy nie można dokładnie przeprowadzić wspomnianego zróżnicowania w położeniu osi syneklizy nadbałtyckiej, a więc przemierzanie to pomiędzy podpaleozoiczną powierzchnią a podpermską powierzchnią zaznaczono na mapie do pewnego stopnia symbolicznie.

OBSZAR FAŁDOWAŃ HERCYŃSKICH

Fałdowania hercyńskie obejmują Góry Świętokrzyskie, Sudety oraz obszar pomiędzy nimi, w którym tektoniczne jednostki hercyńskie ukryte są pod pokrywą osadów mezozoicznych i kenozoicznych. Również i znaczne obszary Prakarpat objęte były orogenezą hercyńską. Jednakże przykryte są one obecnie utworami orogenezy alpejskiej.

W obrębie wymienionych jednostek geologicznych wyraźnie zachowały się twory starszych orogonów: W Górach Świętokrzyskich są to kaledońskie Sandomirydy, które jednak przedstawiają niezmetamorfizowany utwór, bardzo mocno przebudowany w górotwórczości hercyńskiej.

W Sudetach występują liczne jednostki kaledońskie i starsze, które zostały włączone w górotwórczość hercyńską i zachowywały się albo jako sztywne masy oporowe, albo też w znacznym stopniu uległy przebudowie i regeneracji.

GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE

Dolne piętro strukturalne (kambr) stanowią osady kambru, sfaldowane w czasie orogenezy sandomierskiej (sardyjskiej). Sandomirydów świętokrzyskich nie można jednak uważać za stare jądra oroge-

nu kaledońskiego w obrębie utworów fałdowań hercyńskich, ponieważ nie mają one cech metamorfizmu, zachowały się plastycznie w orogenu hercyńskim i biorąc w nim aktywny udział, uległy zupełnej prawie regeneracji.

Srodkowe piętro strukturalne (ordowik-karbon dolny) stanowią sfałdowane razem osady ordowiku, syluru, dewonu i dolnego karbonu. Leżą one niezgodnie na ściętych osadach dolnego piętra strukturalnego.

Pomiędzy Górami Świętokrzyskimi a Sudetami znajduje się obszar, w którym występują nieokreślone bliżej piętra strukturalne fałdowań hercyńskich. Świadczą o nich coraz liczniejsze dane z wierceń, wykrywające osady paleozoiczne zdyslokowane i przykryte osadami cechsztynu, mezozoiku i kenozoiku. Te ostatnie tworzą pokrywę platformową osadzoną na podłożu hercyńskim. Pomiędzy pokrywą platformową a utworami paleozoicznymi istnieją duże niezgodności kątowe.

Górne piętro strukturalne (karbon górny) przedstawiają osady paralicznego karbonu górnego, szerokim pasem okalające od północy peryferyczne, sfałdowane jednostki górotwórczości hercyńskiej.

Transgredują na nie osady cechsztynu zaznaczające długotrwały cykl sedymentacyjny cechsztyńsko-mezozoiczny. Podkreślają one na znacznych prawdopodobnie obszarach lukę przypadającą na czerwony spągowiec i wyraźnie wyznaczają granicę pomiędzy górnym piętrzem strukturalnym a przykrywającą go platformową pokrywą cechsztyńsko-mezokenozoiczną.

Z orogenezą hercyńską w Górach Świętokrzyskich związane są skały intruzywne — lamprofiry i diabazy.

Dotychczas występowanie żył lamprofirowych znane jest z okolic Daleszyc (Kranów, Salkowa Góra), z okolicy Sierakowa, z okolic Iwanisk (kolonia Wzory, Kabza), następnie z Cisowa i z Zielonki koło Klimontowa.

Diabazy poznane zostały dotychczas w obszarze niecki bardziańskiej (Bardo, Zbelutka, Widełki, Zalesie), w okolicy Sierakowa (Góra Krzemionka) oraz w okolicy Św. Katarzyny (Psary-Wzorki).

Jeśli chodzi o żyły lamprofirowe — to nie ulegał wątpliwości ich intruzywny charakter. Były one tradycyjnie uważane za hercyńskie. Dopiero St. Małkowski (1954) wypowiedział przypuszczenie, że nie jest wykluczone, iż lamprofiry mogą być wieku kambryjskiego, ponieważ przecinają tylko skały dolnego kambru, i że mogą być przejawem wulkanizmu sandomierskiego. Prace K. i S. Pawłowskich (wiadomość ustna) definitywnie rozstrzygają wiek żył lamprofirowych. Żyły te przecinają także, jak się okazuje, i skały młodsze i ich związek z orogenezą hercyńską nie ulega wątpliwości.

Co do wieku diabazów i form ich występowania również panowały rozbieżne poglądy. Ostatnia praca W. Ryki (1957) usunęła te wątpliwości. Diabazy bardziańskie są utworami żyłowymi, wiek ich zaś jest najprawdopodobniej wczesnohercyński.

DOLNY I GÓRNY ŚLĄSK

Samodzielnym, starym elementem tektonicznym, zachowującym się sztywno wobec orogenu kaledońskiego i hercyńskiego jest kra Sowich Gór. Oznaczona jest ona osobno na mapie tektonicznej jako jednostka

samodzielna nie wchodząca w orogen kaledoński i hercyński i w konsekwencji nie regenerowana w tych orogenach.

Dolne piętro strukturalne. Piętro to zbudowane jest z dwu podpięter. Dolne podpiętro strukturalne (prekambr) reprezentują struktury prekambryjskie, regenerowane w czasie fałdowań kaledońskich, a następnie hercyńskich. Do tego podpiętra strukturalnego zaliczone zostały: kompleks stroński zbudowany z kwarcytów, łupków łyszczykowych, amfibolitów i łupków mikowych z kwarcytami grafitowymi; granito-gnejsy Śnieżnika; w Górach Orlickich i Bystrzyckich kompleksy łupków łyszczykowych i granitognejsy; w metamorfiku kłodzkim amfibolity i tufity; ortognejsy Ścinawy; w okrywie Karkonoszy łupki metamorficzne, amfibolity, gnejsy izerskie i granit rumburski; w wale przedsudectkim — łupki metamorficzne fylitowe i serycytowe oraz granitognejsy.

Górne podpiętro strukturalne (kambr dolny — dewon środkowy?). Stanowią je serie Gór Kaczawskich, gdzie składają się na nie łupki radzimowickie, którym jedni badacze przypisują wiek algoncki, inni zaś nawet przydzielają je do gotlandu dolnego. Włączone one jednak zostały do górnego podpiętra ze względu na to, że zaobserwowano w nich przejście do dolnokambryjskich wapieni wojcieszowskich. Do górnego podpiętra zaliczono również serię zieleńcową kambru środkowego (?) i górnego; dalej starsze paleoporfiry i młodsze keratofiry, ordowickie łupki ilasto-piaszczyste, łupki fylitowe oraz łupki kwarcytowe i kwarcyty sylurskie, wreszcie czarne łupki i lidyty. W Górach Kłodzkich górne podpiętro strukturalne reprezentowane jest przez keratofiry, diabazy i tufy, a w północnym obrzeżeniu niecki zewnętrzno-sudeckiej, poczynając od północnej granicy kry sowiogórskiej, reprezentowane jest przez utwory, na które składają się łupki fylitowe i kompleksy zieleńcowe.

Do tego podpiętra włączono także utwory dewonu dolnego Głucholaz oraz dewońskie osady na południowy wschód od strzebińskiego masywu granitowego.

Środkowe piętro strukturalne (dewon górny — karbon dolny). Pomiędzy dolnym i środkowym piętrzem strukturalnym istnieje duża niezgodność, wyrażona głównie brakiem dewonu środkowego, a w Górach Kaczawskich również dewonu dolnego. Na środkowe piętro strukturalne składają się utwory dewonu górnego i kulmu, przy czym dewon górny w znacznej części rozwinięty jest w facji „kulmowej“, a całe piętro ma znamiona facji fliszowej.

Środkowe piętro strukturalne, które występuje w niecce Świebodziu, stanowią utwory dewonu górnego i kulmu; w Górach Bardzkich oraz w południowo-wschodniej części Dolnego Śląska piętro to składa się z osadów dewonu górnego i kulmu. W okręgu krakowskim w skład tego piętra wchodzi osady dewonu środkowego, górnego i wapień węglowy dolnego karbonu.

Środkowe piętro strukturalne jest sfałdowane i leży na nim niezgodnie górne piętro strukturalne.

Górne piętro strukturalne (karbon górny — perm). Zbudowane jest ono z molassowych osadów produktywnego karbonu górnego i osadów czerwonego spągówca, osadzających się w zapadliskach śródgórskich.

Utwory górnego piętra strukturalnego rozprzestrzenione są w niecce zewnętrzno-sudeckiej, (perm dolny), wewnątrzno-sudeckiej (karbon górny-perm dolny), wreszcie na Górnym Śląsku (karbon górny-perm dolny).

W obszarze fałdowań hercyńskich Śląska wyróżnione zostały skały intruzywne i wylewne — kwaśne i zasadowe. Wyróżniono serpentynity³ i gabra w obramowaniu kry sowogórskiej, w okolicy Ząbkowic Śląskich serpentynity i gabra, koło Niemczy serpentynity, w Nowej Rudzie gabra i diabazy, w okolicach Sobótki serpentynity i gabra. Trudno dziś jest stwierdzić, z jakimi fazami orogenicznymi wiązać należy wymienione magmowce zasadowe. Są one na pewno przedgórnodewońskie. Przyjmując, że każdy cykl tektomagmatyczny zaczyna się skałami zasadowymi a kończy kwaśnymi, można przyporządkować wyszczególnione wyżej magmowce zasadowe Sudetów do orogenezy hercyńskiej.

Granit Kudowy, intruzja kłodzko-złotostocka, mniejsze intruzje między Ząbkowicami a Niemczą, masywy granitowe Strzelina, Strzegomia i Sobótki, wreszcie masyw granitowy Karkonoszy, zaliczono do późnohercyńskich granitoidów.

Skały wylewne zasadowe reprezentują dość powszechne melafiry i diabazy w południowym obrzeżeniu niecki zewnętrzno-sudeckiej, w północnym i wschodnim obrzeżeniu niecki wewnątrzno-sudeckiej, w krakowskim diabazy i melafiry Niedźwiedziej Góry i Alwerni, wreszcie subwulkaniczne diabazy gabroidalne Mrzygłodu i lamprofiry Brudzowic.

Skały wylewne kwaśne reprezentowane są porfirami południowo-wschodniego krańca niecki zewnętrzno-sudeckiej, porfirami w okolicy Bolkowa oraz ogólnie w północnym obramieniu niecki zewnętrzno-sudeckiej. W obszarze krakowskim są to porfiry Miękini i wystąpienia porfirów na południe od rowu krzeszowickiego i wreszcie subwulkaniczne porfiry i keratofiry Mrzygłodu.

Z powodu braku dostatecznej ilości materiałów kartograficznych oraz w związku z pewnymi zmianami poglądów na budowę tektoniczną niektórych części Śląska, autorzy celowo nie umieścili sygnatury antyklin w piętrach tektonicznych Dolnego i Górnego Śląska.

SLABE FAŁDOWANIA CECHSZTYŃSKIEJ I MEZOZOICZNEJ POKRYWY PLATFORMOWEJ NA NIŻU POLSKIM

Niż Polski przedstawia obszar, którego klasyfikacja tektoniczna w myśl przyjętych zasad jest trudna. Nie są to obszary dotknięte właściwą, klasyczną tektoniką orogeniczną, jednak zasięgiem i rodzajem zjawisk tektonicznych odbiegają znacznie od przejawów czysto platformowej tektoniki.

Jest to obszar o cechach mieszanej platformowej i jak gdyby mio-geosynklinalnej tektoniki zakończonej „aktem laramijskim“. Nie ulega wątpliwości, że na Niżu Polskim mamy głównie w wyniku ruchów laramijskich tektoniczne zmiany jakościowe. W wyniku tych zmian powstała jednostka tektoniczna w postaci strefy fałdowej. Dla jednostki tej przyjęto nazwę „parantyklinorium⁴ kujawsko-pcmorskie“. Przylegają do nie-

³ Należy stwierdzić, że przydzielone tutaj serpentynity nie mają jednak sprecyzowanego wieku.

⁴ Wprowadzam tu nazwę parantyklinorium w odróżnieniu od antyklinorium *sensu stricto*, które powstaje w wyniku pełnego rozwoju geosynklinalnego. (J. Z.).

go od zachodu niecka szczecińska i niecka mogileńsko-łódzka. Zarówno parantyklinorium jak i niecka szczecińska mają osady cechsztynu i mezozoiku ujęte w wąskie fałdy rozdzielone szerokimi synklinami. Odpowiadałyby one typowi fałdów dolnosaksońskich (ejektynnych) według nomenklatury H. Stillego. Oprócz sfałdowania daje się zauważyć silne

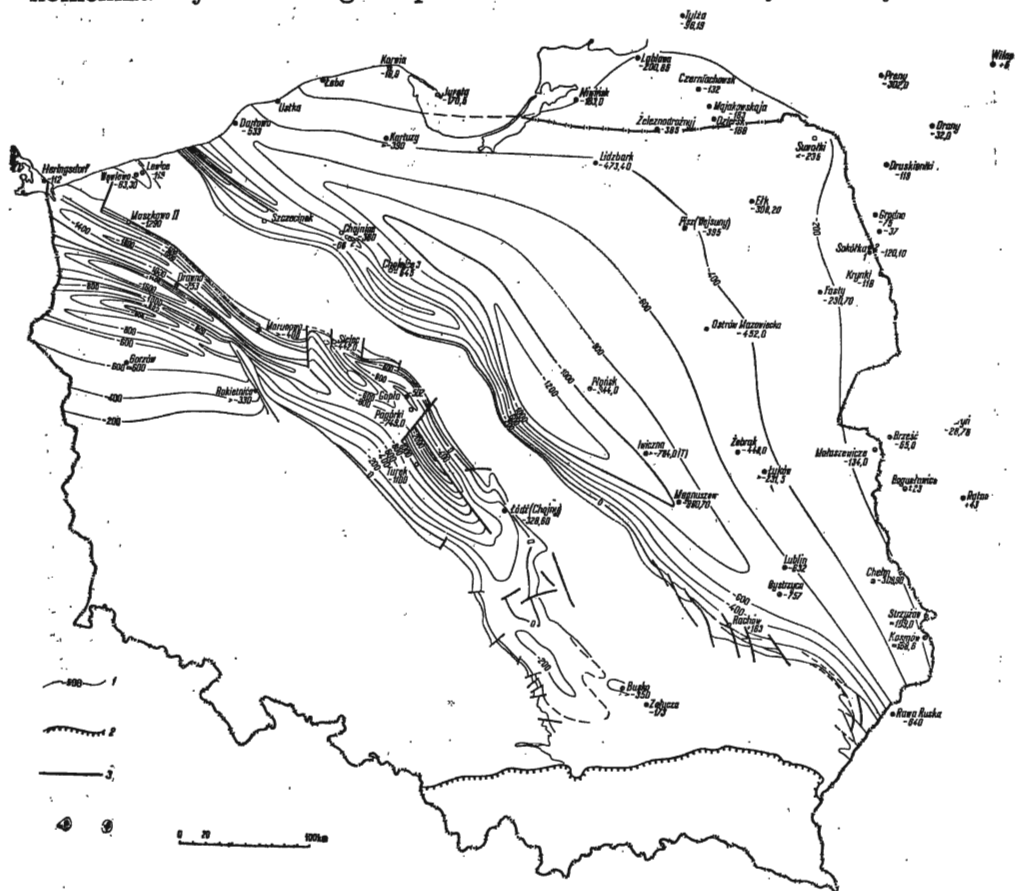


Fig. 3. Schematyczna mapa strukturalna stropu cenomanu

Diagrammatic Structural Map of the Cenomanian top.

1 — izohipsy, 2 — brzeg nasunięcia karpackiego, 3 — dyslokacje, 4 — repery powierzchni stropu cenomanu

Uwaga: struktura niecki szczecińskiej wg W. Karaszewskiego

1 — isohypses, 2 — border of Carpathian overthrust, 3 — dislocations, 5 — markers of Cenomanian top

Remark: structure of Szczecin Basin after W. Karaszewski

zdyslokowanie uskokowe, szczególnie wzdłuż południowo-zachodniego brzegu parantyklinorium kujawsko-pomorskiego. W całości typ tektoniczny osadów cechsztynu i mezozoiku odpowiada tzw. tektonice saksońskiej.

Od wschodu przylega do parantyklinorium kujawsko-pomorskiego obniżony element tektoniczny, który jak to można wnioskować na podsta-

wie przekroju sejsmicznego Żychlin-Płońsk, nie ma sfałdowanych osadów cechsztynu i mezozoiku, lecz przeciwnie — ma je zapadnięte. To miniaturowe jak gdyby „zapadlisko przedgórskie“ zawiera osady danu — których nie stwierdzono ani na parantyklinorium, ani w przylegających do niego od zachodu nieckach.

Tektonikę pokrywy platformowej bardzo dobrze ujawnia powierzchnia stropu cenomanu (fig. 3).

W tektonice pokrywy platformowej Polski środkowej i północnej dają się zauważyć trzy pasy o kierunku NW-SE.

Pas południowy to osady cechsztynu i mezozoiku obrzeżające Góry Świętokrzyskie i leżące na przedpolu Sudetów i Śląska. Strefa ta cechuje się tym, że podścielona jest stosunkowo płytko leżącymi, sfałdowanymi i ściętymi osadami paleozoiku. Osady paleozoiczne zostały w wielu miejscach nawiercone. Stwierdzone tu zostały również objawy subwulkanizmu późnohercyńskiego (sille i dajki).

Druga strefa pokrywa przedgórski rów hercyński. Cechuje się ona w części zachodniej i środkowej nagłym wzrostem grubości sfałdowanych osadów mezozoiku, szczególnie triasu i jury. Wreszcie trzecia strefa to osady cechsztynu i mezozoiku wyściełające brzeżne obniżenie przylegające od północnego wschodu do parantyklinorium kujawsko-pomorskiego.

Jedną z charakterystycznych cech tektoniki pokrywy platformowej Nizy Polskiego jest obecność wysadów solnych oraz kopuł solnych nie przebijających osadów mezozoicznych. Grupują się one najliczniej w obrębie parantyklinorium kujawskiego oraz w niecce szczecińskiej i mogileńskiej, głównie jednak w strefie granicznej tych jednostek. Z analizy danych geologicznych wynika, że rozwijają się one przede wszystkim na obszarze hercyńskiego rowu przedgórskiego, którego długotrwała tendencja obniżająca umożliwiła nagromadzenie osadów cechsztynu i mezozoiku o dużych miąższościach.

OBSZAR FAŁDOWAŃ ALPEJSKICH

Fałdowania alpejskie odbyły się na ziemiach polskich w czasie kredy górnej i trzeciorzędu. Terenem największego rozwoju procesów górotwórczych w tym okresie na ziemiach naszych są Karpaty.

Góry te są częścią europejskiego orogenu alpejskiego, w którym ruchy górotwórcze wyraziły się największymi dotychczas rozpoznanymi przemieszczeniami mas skalnych, reprezentującymi wielkie płaskie nasunięcia i płaszczowiny.

Fałdowania alpejskie Karpat wiążą się na ich przedpolu czasowo z „aktem laramijskim“, który na przełomie mezo- i kenozoiku daje nowe rysy w strukturze pozakarpaccich obszarów Polski. Po tym współczesnym tylko rozwoju deformacji tektonicznych w obu obszarach następuje powiązanie ich w jednej tektogenezie podczas trzeciorzędowych fałdowań alpejskich, gdy osady geosynkliny karpacciej przeradzają się w elementy tektoniczne nasuwające się ku północy na swoje przedpole. Przed nasuwającymi się Karpatami powstaje ich „przedmurze“, którego rozwój tektoniczny związany zostaje przyczynowo z rozwojem łańcucha karpacciego.

W powstające przed Karpatami zapadlisko — na obszarach, które po zakończonym „akcie laramijskim“ stały się lądem, wkracza morze trzeciorzędowe. Z zapadliska wylewa się ono na części przedmurza, więc w zatokę nadodrzańską, na południowy skłon wypiętrzonego obszaru śląsko-krakowskiego, w nieckę miechowską, na południowe skłony Gór Świętokrzyskich i „płytę“ lubelską.

Ruchom tym, powodującym obniżenie regionalne wielkiego obszaru na przedmurzu Karpat, towarzyszą deformacje tektoniczne, rozwijające się w trzeciorzędzie. Są to dyslokacje głównie typu uskokowego, częściowo fleksurowego. W Sudetach, w tym zapewne czasie, odnawiają się na starych założeniach tektonicznych uskoki, które rozbijając stary górotwór hercyński na bloki dyslokacyjne miały wpływ decydujący na obecną rzeźbę terenu. Uskoki trzeciorzędowe tną również obszar śląsko-krakowski oraz występują w trzeciorzędowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

Ruchy fałdowe trzeciorzędowe na przedpolu Karpat nie są tak wyraźne jak ruchy dysjunktywne. Możliwe, że mogły one odgrywać rolę w tektogenezie trzeciorzędowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Prawdopodobne jest tam odmładzanie się ruchów na dawniejszych założeniach laramijskich.

W rozwoju sedymentacji trzeciorzędu na przedmurzu Karpat odegrały główną rolę — ujawniającą się w facji utworów — omówione ruchy tektoniczne, przede wszystkim ruchy, którym towarzyszyły dyslokacje nieciągłe, choć równie ważnym tłem rozwoju był relief podłoża podtrzeciorzędowego.

Wreszcie z ruchami trzeciorzędowymi należy wiązać działalność wulkaniczną na Dolnym Śląsku.

KARPATY

Zgodnie z panującymi obecnie w piśmiennictwie geologicznym poglądami widzimy w Karpatach polskich dwa obszary o różnych okresach czasu największego nasilenia ruchów górotwórczych.

W znacznie większym powierzchniowo obszarze (na ziemiach naszych), należącym do Karpat zewnętrznych — zwanych też „fliszowymi“ (od głównej i przewodniej facji karpackich osadów diastroficznych) — nasilenie to było w początkach neogenu, w o wiele mniejszej zaś części, należącej do Karpat wewnętrznych — po albie a przed eocenem środkowym, najprawdopodobniej w kredzie górnej. W pasie granicznym obu obszarów biegnie pas skałek, zwany wewnętrznym lub pienińskim, w którym ujawniają się ruchy górotwórcze w okresie czasu objętym obu wymienionymi okresami fałdowań alpejskich w Karpatach.

W świetle przedstawionego rozwoju orogenu alpejskiego na ziemiach Polski wyróżnienie jednostek tektonicznych, pięter i podpięter strukturalnych napotyka pewne trudności. Jednakże na mapie tektonicznej Karpat Polskich można wyróżnić następujące elementy strukturalne.

Krystaliczne jądro antyklinalne Tatr (prekambr — paleozoik.) obejmuje starsze, zmetamorfizowane skały magmowe i osadowe oraz intrudowane masy granodiorytowe i granitowe. Zbudowany jest z nich trzon krystaliczny Tatr dzisiejszych.

Krystalinik tatrzański wykazuje stary plan tektoniczny, na którym niezgodnie spoczywa trias dolny. Niezgodność ta stanowi wyraźne, górne ograniczenie krystalicznych mas tatrzańskich jako elementu strukturalnego.

Dolne piętro strukturalne (trias — kreda dolna) orogenu karpackiego stanowią: tatrzańska seria mezozoiczna wierchowa, składająca się z triasu, jury i kredy dolnej, sfałdowanych i przykrytych przez nasunięte na nie z południa w postaci płaszczowin utwory reglowe. Serie reglowe obejmują trias, jurę i kredę dolną (neokom).

Wypiętrzone w pierwszym okresie fałdowań karpackich pasmo tatrzańskie uległo zerodowaniu, a następnie jeszcze częściowemu zniszczeniu w czasie transgresji środkowo-eoceńskiej, rozpoczynającej już sedymentację utworów górnego piętra strukturalnego (paleogen podhalański).

Środkowe piętro strukturalne (jura dolna — neogen). W piętrze tym wyróżniamy trzy podpiętra. Dolne podpiętro strukturalne (domeer-paleocen) obejmuje utwory skalne pienińskiego pasma skałkowego. Składają się one z serii skałkowych i osłony skałkowej (przedlaramijskiej).

Serie skałkowe obejmujące łącznie utwory domeeru — turonu zostają sfałdowane i wynurzone w czasie emszeru — santonu dolnego.

Ponowna transgresja morska osadza zlepieńcowo-marglistą osłonę skałkową (warstwy upohlawskie, jarmuckie, puchowskie i pstre reprezentujące łącznie santon górny — paleocen). Z końcem kredy i początkiem paleogenu pasmo skałkowe ulega ponownie ruchom (laramijskim), jednak znacznie słabszym niż poprzednie. Wynurzenie pasma jest zapewne tylko częściowe. Epizod ten ma jednak dostateczne znaczenie w rozwoju orogenu karpackiego, by przyjąć go jako górne ograniczenie omawianego kompleksu strukturalnego.

Środkowe podpiętro strukturalne (berrias — oligocen) tworzą serie fliszowe, sięgające w swym najpełniejszym pionowym rozwoju od berriasiu do oligocenu.

Serie fliszowe różnią się między sobą facjalnym typem osadów, uzależnionym od swoistego rozwoju odpowiednich części geosynkliny karpackiej. W związku z tym na mapie tektonicznej zaznaczono trzy główne strefy: krośnieńską, magurską i podhalańską.

Górne podpiętro strukturalne (kreda — neogen) reprezentują osady sfałdowanego przy brzegu karpackim neogenu z zachowanym częściowo fliszem w jądrach antyklinalnych.

Badania — przede wszystkim wiertnicze — wykonane w latach ostatnich wzdłuż brzegu zachodniej części Karpat polskich wykazały, że gmach fałdowy fliszu jest dość daleko nasunięty na utwory niższego tortonu być może miejscami z helwetem w spągu (Dębowiec, Ogrodzona, Golezów itd.). U czoła zwartych mas fliszu pojawiają się w niektórych odcinkach łuski, zbudowane z fliszu i tortonu starszego, nasunięte na torton również starszy (okolice Andrychowa) lub fałdy tortonu niższego (warstwy chodnickie z formacją solną i fliszem Wieliczka, Bochnia). Fałdy te nasunięte są również na torton niższy lub miejscami stykają się może bezpośrednio z podmioceńskimi utworami „przedmurza“. Według danych niektórych badaczy torton wyższy, spoczywający na północ od brzegu

Karpat fliszowych (bez przerwy sedymentacyjnej?) na tortonie niższym, wkracza miejscami na fałdy z tortonu niższego (Wieliczka).

Jasną jest rzeczą, że w tak skomplikowanych stosunkach tektonicznych, przy częstokroć nierozpoznanej stratygrafii i bardzo silnym zakryciu czwartorzędem starszego podłoża, oddzielenie na mapie tortonu niższego sfałdowanego od tortonu niższego autochtonicznego i tortonu wyższego transgresywnego jest zadaniem trudnym. Tym bardziej, że torton niższy autochtoniczny mógł również ulec częściowemu sfałdowaniu (zatoła gdowska?) przy nasuwaniu się mas fliszowych, ruchy zaś potomne mogły zdeformować tektonicznie torton wyższy.

Z tego powodu należy traktować północną granicę górnego podpiętra przyjętą na mapie tektonicznej jako hipotetyczną.

Górne piętro strukturalne. Przedstawia je zapadlisko przedgórskie wypełnione utworami helwetu i tortonu, we wschodniej części również sarmatu.

Torton zapadliska wkracza miejscami na flisz (podobnie do zjawiska wspomnianego wyżej w opisie górnego podpiętra strukturalnego) ukrywając północny brzeg nasunięcia (np. zatoka rzeszowska).

Również do tego piętra zaliczyć należy „zapadliska śródgórskie“ (Kotliny: Nowosądecka i Nowotarska).

W okresie górotwórczości alpejskiej pojawiają się w Karpatach fliszowych intruzje pokładowe magm zasadowych w utwory kredowe strefy cieszyńskiej (cieszynity), w kredzie śląskiej między Skawą a Dunajcem porfiryty i andezyty, w strefie zaś magurskiej i pasie skałkowym wylewy law andezytowych i bazaltowych.

Wiek cieszynitów jest podolnokredowy, lecz bliżej nieokreślony, porfirytów — prawdopodobnie przedpaleogeński, andezytów i bazaltów — być może wczesnoneogeński.

UWAGI KOŃCOWE

Przedstawiona mapa tektoniczna jest próbą syntetycznego ujęcia obszaru całej Polski. Zasadniczą trudność stanowi tutaj sposób rozwiązania wzajemnego stosunku obszarów tektoniki alpejskiej i pozostałych terenów Polski. Pomiędzy tymi obszarami istnieje zasadnicza różnica polegająca na odmiennym typie zjawisk tektonicznych — dynamicznych w Karpatach, a statycznych lub prawie statycznych na pozostałym obszarze Polski. Czy trudność tę udało się pokonać, pokażą dalsze badania i dalsze niewątpliwie doskonalsze uogólnienia tektoniczne.

Przedstawiona synteza jest w zasadzie kompilacją opierającą się na różnych pracach i na różnych poglądach bardzo licznych autorów krajowych i obcych; na poglądach czasem dotyczących tego samego zagadnienia, a mimo to sprzecznych ze sobą. Fakt ten również stanowił poważną przeszkodę przy próbie klasyfikowania poszczególnych jednostek strukturalnych lub przy klasyfikowaniu pewnych kompleksów skalnych do pięter tektonicznych. Największe tego rodzaju trudności istnieją w Sudetach. Tutaj mogą mieć więc ewentualnie swe źródło mylne ujęcia lub

klasyfikowanie niektórych obszarów Dolnego Śląska. Że błędy takie istnieją, autorzy zdają sobie doskonale sprawę. Należy jednak podkreślić, że pewne problemy tektoniczne tak długo pozostaną dyskusyjne i otwarte, jak długo nie będzie opracowana stratygrafia Sudetów, tak trudna i możliwa do rozszyfrowania.

Odrębną trudność stanowi tektonika pokrywy platformowej. Geologia polska jest obecnie w trakcie poznawania niezmiernie interesującego Niżu Polskiego, w trakcie poszukiwań dróg dla wyrażenia jego właściwego charakteru tektonicznego. Jest jasne, że i tutaj narastający zasób faktów i przesłanek geologicznych pozwoli w przyszłości na dokładniejsze sprecyzowanie wzajemnego stosunku między podłożem paleozoicznym a osadami cechsztynu i mezozoiku, co w konsekwencji pozwoli bardziej sprecyzować zarówno formy tektoniczne obu tych wielkich kompleksów, jak i ich przestrzenny zasięg.

Wreszcie trzecia trudność to poważne kłopoty techniczne i graficzne. Na załączonej mapie tektonicznej Polski trudno jest czasem dać wyraz we wszystkich przypadkach myśli przewodniej i zaznaczyć wszystkie szczegóły, czasem drobne, ale o bardzo dużym znaczeniu. Dlatego też nieunikniona stała się w niektórych przypadkach albo pewna generalizacja albo powiększenie niektórych oznaczeń.

W opracowaniu zaznacza się również pewna dysproporcja. Na przykład Karpaty mają stosunkowo drobiazgowo opracowane wyróżnienia tektoniczne w porównaniu do innych obszarów.

Wynika to jednak z najlepszego tektonicznie poznania tego regionu i z największej ilości faktów tektonicznych. Sudety zdają się mieć również dużo wyróżnień tektonicznych. Jest to jednak wrażenie pozorne, w rzeczywistości zaś, gdy się weźmie pod uwagę niesłychanie skomplikowaną historię geologiczną tego regionu tektonicznego, rychło będzie można dojść do przekonania, że ilość wydzieleni tektonicznych jest tutaj zbyt uboga.

W przekonaniu, że prace tektoniczne będą się rozwijały dalej, że przez analizę danych geologicznych oraz przez napływanie coraz to nowych faktów geologicznych z wierceń, badań geofizycznych, geochemicznych, stratygraficznych i kartograficznych będzie umożliwiona coraz bardziej wnikliwsza analiza tektoniczna i stworzenie coraz bliższego prawdy obrazu tektonicznego — autorzy oddają mapę tektoniczną Polski pod dyskusję.

Wygłoszono w dniu 19 czerwca 1958 r.

na XVI sesji naukowej I. G.

PIŚMIENICTWO

- BIRKENMAJER K. (1953) — Tektonika Pienińskiego Pasa Skałkowego. Reg. Geol. Polski, 1, nr 2, Pol. Tow. Geol. p. 246—302. Kraków.
- BROCKAMP B. (1941) — Zum Bau des tieferen Untergrundes in Nordost-Deutschland. Jb. Reichsamt Bodenforsch. 61, p. 157—185. Berlin.
- БРУНС Е. П. (1957) — Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части русской платформы. Советская геология, 59, стр. 3—24 Москва

- CONGRÈS GÉOLOGIQUE INTERNATIONAL. Commission de la Carte Géologique du Monde. Souscommission de la carte Tectonique du Monde. — Le projet de la légende de la carte tectonique de l'Europe... Circulaire nr 1.
- CZARNOCKI J. (1927) — Ogólny rys tektoniki Gór Świętokrzyskich. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol. nr 17, p. 14—18. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1957) — Tektonika Gór Świętokrzyskich. „Prace Geologiczne”, 2, nr 1 *et sequentes*. Warszawa.
- DĄBROWSKI A., KARACZUN K. (1956) — Morfologia podłoża prekambryjskiego w północno-wschodniej Polsce. Prz. Geol. nr 8, p. 341—344. Warszawa.
- DĄBROWSKI A. (1957) — Budowa głębszego podłoża Polski zachodniej w świetle wyników badań geofizycznych. Kwart. Geol. 1, nr 1, p. 31—38. Warszawa.
- HALICKI B. (1934) — W sprawie przebiegu uralidów w Polsce i krajach przyległych. Pr. Tow. Przyj. Nauk w Wilnie, nr 8, p. 556—562. Wilno.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1953) — Jednostki strukturalne łuku karpackiego. Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. Reg. Geol. Polski, 1, nr 2. Pol. Tow. Geol., p. 207—217. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J. (1952) — Zarys Geologii Polski. PWN. Warszawa.
- KUŹNIAR C. (1922) — Uralidy w Europie środkowej i północnej. Spraw. Pol. Inst. Geol., 1, nr 4/5, p. 523—541. Warszawa.
- LEWIŃSKI J., SAMSONOWICZ J. (1918) — Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Niżu Północno-Europejskiego. Pr. Tow. Nauk. Warsz., 3, nr 31. Warszawa.
- LIMANOWSKI M. (1922) — O krzyżowaniu się łańcuchów Europy Środkowej w Polsce i o liniach anagogenicznych, biegnących pod tymi łańcuchami. Spraw. Pol. Inst. Geol., 1, nr 4—6, p. 557—577. Warszawa.
- MAŁKOWSKI S. (1954) — O przejawach wulkanizmu w dziejach geologicznych Gór Świętokrzyskich. Acta Geol. Pol., 4, nr 1, p. 1—52. Warszawa.
- MICHALIK A. (1953) — Budowa Tatr. Reg. Geol. Polski, 1, nr 2, Pol. Tow. Geol. p. 218—245. Kraków.
- NOWAK J. (1927) — Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Stow. Geografów i Etnogr. Kraków.
- OLCZAK T. (1951) — Mapa grawimetryczna Polski. Biul. Państw. Inst. Geol., 64. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1947) — Anomalie magnetyczne w Polsce. Biul. Państw. Inst. Geol., 44. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1948) — Badania grawimetrem Nörgaarda w środkowej Polsce w okresie od 12 kwietnia do 14 czerwca 1947 r. Biul. Państw. Inst. Geol., 47. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1952) — Podłoże mezozoiczne Kujaw. Biul. Państw. Inst. Geol. 55. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1956 a) — Podział strukturalno-geologiczny Polski jako podstawa badań. Prz. Geol. nr 6, p. 237—241. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1956 b) — Region lubelski (tektonika). Reg. Geol. Polski, 1, nr 2, Pol. Tow. Geol. Kraków.
- POŻARYSKI W. (1957 a) — Podłoże północno-zachodniej Polski na tle struktur otaczających Kwart. Geol., 1, nr 1, p. 7—24. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1957 b) — Południowo-zachodnia krawędź Fenno-Sarmacji. Kwart. Geol., 1, nr 3—4, p. 283—421. Warszawa.

- RÓŻYCKI S. Z. (1952) — Tektonika. Mapa 1 : 4 500 000. „Atlas Geograficzny Polski“. Tabl. 13. PZWS. Warszawa.
- RYKA W. (1957) — Nowe spostrzeżenia dotyczące diabazu z Barda (Góry Świętokrzyskie). *Kwart. Geol.*, 1, nr 2, p. 329—349. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1925) — Szkic geologiczny Rachowa nad Wisłą oraz transgresje albu i cenomanu w bruździe północno-europejskiej. *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, 3, nr 1/2, p. 45—98. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1934) — Objąsnienie do arkusza Opatów. *Pol. Inst. Geol. Ogólna Mapa Geologiczna Polski w skali 1 : 100 000*, nr 1. Warszawa.
- SUJKOWSKI Z. (1946) — The geological structure of East Poland and West Russia: a summary of recent discoveries. *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, 102, nr 406, p. 189—201. London.
- SKORUPA J. (1958) — Morfologia podłoża magnetycznie czynnego i podłoża krystalicznego w północno-wschodniej Polsce. *Arch. Inst. Geol. Warszawa*.
- ШАТСКИЙ Н. С. (1956) — Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. 1 : 500 000. Изд. Мин. Геол., Акад. Наук. и Мин. Выш. Обр. Москва.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1953) — Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. *Reg. Geol. Polski*, 1, nr 2, *Pol. Tow. Geol.* p. 362—422. Kraków.
- TEISSEYRE W. (1922) — Prawo korelacji tektonicznej, jako rys zasadniczy w budowie Karpat oraz gór łańcuchowych w ogólności. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 1 i *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 1, nr 4/6 (1922) p. 507—514. Warszawa.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J. (1957) — Sudety. Utwory przedtrzeciorzędowe. *Reg. Geol. Polski, Pol. Tow. Geol.*, 3, nr 1. Kraków.
- WDOWIARZ J. (1954) — Zarys wglębnej tektoniki strefy na południowy wschód od Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.* b. nr. Warszawa.

Stanisław SOKOŁOWSKI, Jerzy ZNOSKO

PROGRAM OF A TECTONIC MAP OF POLAND, AS PART OF AN EUROPEAN TECTONIC MAP

S u m m a r y

In 1956, the International Geological Congress held at Mexico reinstated the Committee for Preparing a Geological World Map. In this Committee there was established a Sub-Committee for preparing a World's Tectonic Map, with Prof. N. S. Szatski (Moscow) as chairman. It was decided to arrange the first meeting of this Sub-Committee at Paris, during the first half of 1958.

Of the Sub-Committee tasks, the preparation of a tectonic map of Europe, scale 1 : 2 500 000, was to be executed first. The Sub-Committee's officers prepared a memorandum containing the draft of suggestions for designing this map, and of symbols to be used for this map; this memorandum was sent to all the interested countries requesting them to analyze the proffered suggestions and to put forth their critical remarks at the first meeting of the Sub-Committee at Paris.

Furthermore, the chairman of the Sub-Committee organized, ahead of the Paris meeting, a tectonic conference at Moscow, requesting the participation of geologists from Czechoslovakia, Poland and the German Democratic Republic. These scientists presented suggestions regarding tectonic maps of their respective countries, prepared in an effort of making them conform with the wishes put forth by the chairman. There followed a discussion regarding these maps, and also about a further map, presented by the officers of the Sub-Committee, covering the western part of the European area of the Soviet Union, — whereupon there was put together a standardized pattern map of all the discussed territories.

Later on, at the Paris session, the chairman of the Sub-Committee exhibited this pattern map, and after a thorough discussion regarding the procedure in preparing the map for Europe, the World's Geological Map Committee endorsed, as basis for preparing the European Tectonic Map, the criteria and symbols put forth in the above mentioned memorandum.

In accordance with the memorandum's suggestions, the main criterium chosen for distinguishing tectonic regions is to be the moment of folding (Alpine, Hercynian, Caledonian, etc.), i.e. the moment of their last vehement deformations, or the moment of transformation of a folded region into a platform. In turn, within the range of these regions, there are to be distinguished structural members represented by rock associations, separated from underlying and overlain formations by discordances; these structural stages would correspond to characteristic periods of the geosynclinal development of the respective region. On folded areas there are being distinguished ancient massifs, consolidated and rigid, massifs regenerated by folding, and intra-submountain and foreland depressions.

On platform areas there is distinguished the substratum of deposits of geosynclinal type and of folded sediments, such as it appears in the limits of shields and under platform covers.

On the tectonic map are being distinguished (when possible according to age) intrusive massifs and centers of volcanic eruptions.

By conventional symbols are marked the various kinds of tectonic structures (folds, faults, etc.).

In the succeeding chapter of our paper we discuss the content of the tectonic map of Poland, drawn up conformably to the comments issued by the Sub-Committee for the Tectonic Map, and the suggestions given in the memorandum.

The geological area of Poland has been divided into three parts: 1) the northeastern part, extending upon the area of the Eastern European Platform, 2) the southwestern part, belonging to the area of the Hercynian orogeny, — and 3) the area of Alpine foldings, situated farthest towards the south (Fig. 1).

On the basis of geophysical investigations, the Eastern European Platform shows, in a westerly direction, two margins, corresponding to deep-seated ruptures or tectonic seams, parts i.e. zones of deep dislocations which in the lower beds form tectonic cicatrices, whereas in higher parts they pass into zones of diffuse tectonics, loosening with distinct planes of discontinuity.

These had a decisive influence upon the lability of the area adjoining the discussed platform, from the West and thus also upon the development of sedimentation during the Mesozoic and Kainozoic. The changes in the location of basins, the development of bathymetric conditions and the thickness of the Mesozoic sediments, — all indicate differentiated movements of the platform's blocs along their tectonic planes ("Erdnahten").

Zones of discontinuity in the crystalline substratum separate of the area of the Eastern European Platform, on which the thickness of the Palaeozoic — Kainozoic deposits does not exceed 3 to 4 km., whereas in the "Danish — Polish furrow" the thickness of the Zechstein — Mesozoic amounts to 9 km.

The entire area of Pre-Cambrian foldings belongs to the Eastern European Platform, comprising Northern and Northeastern Poland. This area is covered by a series of Palaeozoic — Kainozoic sediments. On the Tectonic Map (Fig. 1), the area of the Platform is indicated by the platform cover of the Pre-Cambrian substratum. The morphological relief of the surface of this crystalline substratum is shown by isohypses of 500 m. intervals; in a like manner has been indicated the relief of the Sub-Permian surface (Fig. 2).

The deformed rock masses lying on the area of the Hercynian foldings emerge from under the cover of the Post-Hercynian Platform in the Święty Krzyż Mountains, in Upper Silesia and in Lower Silesia (Sudeten Mountains). In these mountains, several types of structural elements have been distinguished: the ancient non-regenerated massifs [Sowie Góry (*Owl Mts.*) in Lower Silesia — Pre-Cambrian]; the lower and middle structural stages, comprising partly (in Lower Silesia) the ancient regenerated massifs and younger series as far as the Lower Carboniferous; the upper stage, represented by the coal-bearing Upper Carboniferous and Lower Permian in the intramountain depressions [Wałbrzych and the Upper Silesian Coal Basin].

The remaining areas of Hercynian foldings have been interpreted as non-identified structural stages lying underneath the Mesozoic and Kainozoic cover of the Platform.

Between the area of Hercynian foldings and the area of the platform cover, laid down on a Pre-Cambrian substratum, there extends, from northwest to southeast, the Foreland Depression underneath the Platform cover.

Both these platform covers of the Polish Lowland disclose tectonic, chiefly Laramian, deformations (the Kujawy — Pomorze paranticlinorium and its adjacent basins and secondary folded elements). This is illustrated on the Map showing the surface of the Cenomanian (Fig. 3).

The principal elements of the area of the Alpine foldings are: the Pre-Permian crystalline anticlinorial core of the Tatra Mts; the lower stage, represented by the Mesozoic high tatic and sub tatic series the middle stage embracing, in its lower sub-stage, the cover and the Klippen series of Pieniny (Jurassic — Palaeogene), as middle sub-member, the Carpathian Flysch (Cretaceous — Palaeogene), and, as upper sub-stage, the folded Neogene; finally, the upper member represented by the Neogene in intramountain depressions (Nowy Targ and Nowy Sącz basins), as well as depressions on the foreland (along the northern border of the Flysch Carpathians).

* * *

On the Tectonic Map (Fig. 1), the facies have been marked as: Flysch facies, coal-bearing facies and molasse facies.

On the Hercynian and Alpine areas of foldings, the authors distinguish early- orogenic (basic), and late-orogenic (mostly acid), intrusive masses, and volcanic masses.

By conventional symbols have been marked tectonic deformations, such as anticlines, faults, overthrusts, salt plugs and domes, etc.