

Budowa geologiczna Polski na mapach ścięcia poziomego

Zbigniew Kotański*

Postęp w poznaniu wglębnej budowy geologicznej Polski może nastąpić nie tylko w wyniku wprowadzenia nowoczesnych badań geofizycznych i intensyfikacji penetracji wiertniczej, lecz również dzięki udoskonaleniu metodyki badań geologicznych.

Ważne znaczenie ma metodyka geologicznej kartografii wglębnej. Nie jest bowiem bez znaczenia, na jakich mapach geologicznych przedstawia się wyniki badań geologicznych i wiertniczych. Przeżyliśmy już okres bujnego rozwoju penetracji wiertniczej kraju w okresie PRL-u, kiedy wykonano dziesiątki tysięcy wierceń, lecz stało się za mało czasu na ich pełne opracowanie i na kartograficzne ujęcie wyników wierceń w odpowiednio zróżnicowany sposób. Do jedynych uznanych i powszechnie stosowanych map wglębnych zaliczono mapy strukturalne i geologiczne mapy odkryte, a obok nich — rzadziej wykonywane mapy miąższościowe i jakościowe mapy litofacjalne. Dopiero w latach 70. zaczęto stosować mapy litologiczne ilościowe i korelować mapy strukturalne z mapami miąższościowymi, stosując metodę superpozycji, gwarantującą zgodność map ze sobą (Kotański, 1970; Kotański & Sokołowski, 1971). W ten sposób została otwarta droga do analizy subsydencji i badań paleotektonicznych (Kotański, 1987, 1990). W latach 80. wykonano również pierwsze mapy paleogeologiczne. Niektóre z tych map zostały opublikowane dopiero w tym roku (patrz Marek & Pajchłowa, 1997).

Do przedstawienia wyników klasycznej geologii strukturalnej najlepiej nadają się nie mapy odkryte, lecz mapy ścięcia poziomego. Właśnie one, jako mapy planisekcyjne, najlepiej przedstawiają geometrię struktur tektonicznych nie za pomocą izohips, jak na mapach strukturalnych, lecz tak jak na innych mapach geologicznych, przy użyciu powszechnie przyjętych i łatwych w interpretacji kolorowych oznaczeń stratygraficznych.

Niniejsze opracowanie przedstawia porównanie map ścięcia poziomego z mapami odkrytymi, przebieg badań i historię ich zastosowań, metodykę ich wykonywania oraz dane, ich interpretację i wiarygodność.

Na podstawie wykonanych map ścięcia do głębokości 5000 m opisano budowę geologiczną Polski, w ujęciu ogólnym.

Prezentowane mapy są zbiorowym dziełem dużego zespołu autorów, kierowanym i koordynowanym przez autora tego artykułu. Autorami map są: Z. Buła, L. Gurba, M. Hakenberg, A. Iwanow, E. Jackowicz, P.H. Karnkowski, Z. Kotański, W. Moryc, P. Neścieruk, W. Ryka, W. Ryłko, L. Sawicki, J. Świdrowska, H. Tomczyk, A. Tomasz, A. Zdanowski i K. Żytko. Mapy były wykonane przy współpracy geofizyków: L. Dziewińskiej, W. Józwiaka, S. Młynarskiego i S. Wybrańca.

Mapy ścięcia poziomego zostały wykonane dla sześciu głębokości: 500 m, 1000 m, 2000 m, 3000 m, 4000 m i 5000 m p.p.m, w skali 1 : 500 000. Był to wielki temat, ciągnący się przez 6 lat. Wyniki opracowania zostały przedstawione na

sympozjum Państwowego Instytutu Geologicznego w listopadzie 1995 r. i na kilku innych posiedzeniach naukowych.

W 1996 r. zostały wykonane 4 mapy muzealne w skali 1 : 400 000 na głębokości 1000, 2000, 3000 i 4000 m, które zostały zawieszono na ścianach Muzeum Geologicznego PIG. Mogły one być obserwowane przez uczestników sesji miedziowej w listopadzie 1996 r. Są to mapy uproszczone, których kolorowe fotografie są zamieszczone w tym artykule (ryc. na okładce oraz ryc. 1–3). Prace plastyczne wykonali W. Kępa i J. Kowalski pod kierunkiem Z. Kotańskiego i H. Tomczyka. Wykaz autorów tej mapy jest przedstawiony na ryc. 4.

W bieżącym roku ukaże się *Atlas geologiczny Polski map ścięcia poziomego w skali 1 : 750 000*, który zawiera nieznacznie zgeneralizowane mapy w skali 1 : 500 000, a także objaśnienia do tych map. Poszczególne części atlasu są scharakteryzowane w artykułach zamieszczonych w specjalnym tomie *Prac PIG* (w druku), autorstwa wykonawców atlasu.

Ogólna definicja map geologicznych i definicja map ścięcia poziomego

Mapy geologiczne — są to mapy występowania, na których przedstawia się wychodnie skał określonego wieku na powierzchni. Oczywiście wglębne mapy geologiczne są mapami wglębnych wychodni na głęboko położonej powierzchni (ryc. 5 i 6).

Mapy ścięcia poziomego przedstawiają występowanie skał określonego wieku na powierzchni poziomego ścięcia geometrycznego. Należy odróżnić mapy ścięcia poziomego od przekroju poziomego, gdyż niektórzy tak właśnie traktują te mapy. Mapy ścięcia poziomego są mapami, a nie przekrojami, gdyż tak jak wszelkie mapy uwzględniają w swym odwzorowaniu kulistość Ziemi. Są więc w każdym punkcie prostopadłe do promienia Ziemi. Natomiast przekrój poziomy jest prostopadły tylko do jakiegoś jednego wybranego promienia Ziemi. Różnica jest taka, jaka istnieje między pomarańczą ze zdjętą skórką (mapa ścięcia poziomego) a ukrojonym plasterkiem jabłka (przekrój poziomy).

Historia zastosowań map ścięcia poziomego

Mapy ścięcia poziomego, podobnie jak wiele innych map geologicznych, wywodzą się z geologii kopalnianej (Kotański 1987, 1989, 1990). Były one używane w odwzorowywaniu wychodni warstw na spągu lub w stropie chodnika kopalnianego. Za pioniera tego rodzaju map należy uznać Bohdanowicza (1912, 1952). Znalazły się one w *Atlasie geologicznym Warszawy S.Z. Różyckiego* (1953). Były również stosowane w dokumentacji geologicznej, przy budowie Pałacu Kultury i Nauki w Warszawie w latach 50., kiedy sporządzono 9 map ścięcia poziomego co 5 m (Tyska & Tyski, 1952). Były to jednak zapewne mapy ścięcia równoległego do powierzchni terenu (por. ryc. 5 i 6), choć w tym przypadku przy tak niskiej głębokości i wyrównanej powierzchni terenu, granica między tymi mapami się zaciera.

*Muzeum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa



Ryc. 1. Mapa ścienia poziomego na głębokości 1000 m. Fot. 1–4 J. Modrzejewska

Prekursorem konstruowania wgłębnych map ścienia poziomego w Polsce był Teisseyre (1932), który wykonał kilka takich map w Karpatach fliszowych, w celu przedstawienia struktur fałdowych na różnych głębokościach.

W geologii wgłębnej mapy ścienia poziomego znalazły zastosowanie w bieżących poszukiwaniach naftowych, gdzie prócz ich wykorzystania technicznego w planowaniu użycia odpowiednich aparatów wiertniczych w celu dowiercenia się do konkretnych warstw, używano je do przedstawienia budowy geologicznej wielkich basenów strukturalno-sedymentacyjnych, w których leżące zgodnie na sobie warstwy zostały następnie razem sfałdowane (Bakirów i in., 1973). Przykładem takiej sytuacji jest basen zachodniej Syberii, dla którego w ogóle nie sporządzono map odkrytych, gdyż byłyby one monotonne i nieodkrywcze; wykonano tam natomiast mapy ścienia poziomego (Rudkiewicz, 1970; Kotański, 1972, 1987). Podobna sytuacja zachodzi również w basenie permsko-mezozoicznym Niżu Polskiego, gdzie mapy odkryte są

również mało „odkrywcze” w porównaniu z mapami ścienia poziomego (por. zestawienie kolorowych map odkrytych i kolorowych map ścienia poziomego w podręcznikach geologicznej kartografii wgłębnej — Kotański, 1987, 1989, 1990).

W Polsce po wojnie mapy ścienia poziomego dla celów geologii wgłębnej zaczęto wykonać w latach sześćdziesiątych. Pajchłowa (1962) skonstruowała mapę geologiczną Polski na poziomie morza. Mapa ta miała specjalne znaczenie dla sporządzania map grawimetrycznych, przy obliczeniu odpowiednich poprawek.

Mimo że w badaniach wgłębnych w Polsce dominowały odkryte mapy geologiczne, w początkowym okresie badań, R. Dadlez na zlecenie S. Tyskiego wykonał w 1965 r. szkic geologiczny części Niżu Polskiego, w skali 1 : 1 000 000 na poziomie –3000 m. Nieco później (1969) M. Patyk z Geonafy, na zlecenie P. Karnkowskiego wykonał kilka map ścienia poziomego dla platformowej części Polski i przedgórza Karpat w skali 1 : 500 000 na głęb. 500, 1000, 2000 i



Ryc. 2. Mapa ścienia poziomego na głębokości 3000 m

3000 m. Te wartościowe na owe czasy mapy mają obecnie znaczenie historyczne. Niestety, w późniejszych badaniach ten słuszny kierunek rozwoju geologicznej kartografii wgłębnej został zaniedbany. Podjął go dopiero S. Radwański, z inicjatywy Z. Kotańskiego. Wykonał on w 1975 r. 5 map ścienia poziomego na głębokości 1000, 2000, 3000, 4000 i 5000 m w skali 1 : 500 000. Niestety, mapy te nie zostały opublikowane. Były to pierwsze mapy obejmujące całą Polskę. Mimo że opierały się na nielicznych jeszcze wierceniach, w małym stopniu uwzględniały dane geofizyczne, miały uproszczone wydzielenia i ujmowały Karpaty fliszowe jako całość, ich pionierski charakter nie może być kwestionowany. W uproszczonej formie, lecz w kolorach zostały one zamieszczone w podręcznikach geologicznej kartografii wgłębnej (Kotański, 1987, 1989, 1990). Mapy ścienia poziomego, prócz wielu innych zastosowań, mają duże znaczenie dydaktyczne, a miałyby jeszcze większe, gdyby zostały wydane jako kolorowe mapy ściennie w skali 1 : 500 000.

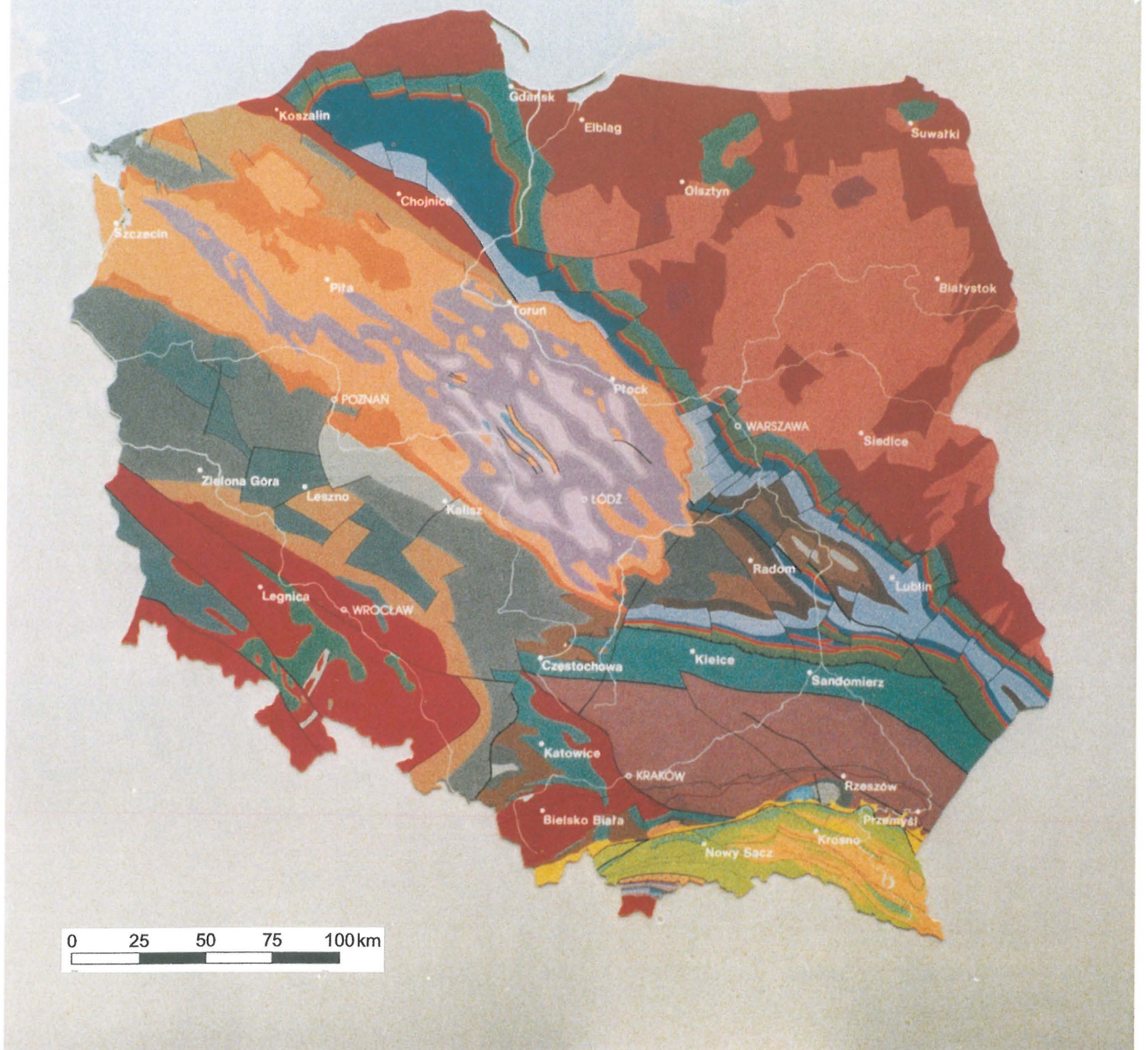
Powinny one stopniowo zastępować odkryte mapy geologiczne lub jeszcze lepiej — być eksponowane razem z nimi.

Innym przykładem konsekwentnego stosowania map ścienia poziomego w badaniach wgłębnych są mapy zachodniej Ukrainy w skali 1 : 500 000 na poziomach –3000, –5000 i –7000 m (Głuszko i in., 1980).

Metodyka wykonywania map ścienia poziomego

Mapy ścienia poziomego — są to najprostsze planisekcyjne mapy geologiczne, które można interpretować zgodnie z zasadami intersekcji płaskiej (planisekcji), z pominięciem intersekcji przestrzennej i wpływu paleoreliefu na przebieg wychodni warstw. Powierzchnia ścienia jest zawsze pozioma i może być umieszczona na różnych głębokościach, zależnie od potrzeb — powyżej poziomu morza, na poziomie morza i oczywiście poniżej poziomu morza, aż do głębokości kilku tysięcy metrów. Zagęszczenie map ścienia

BUDOWA GEOLOGICZNA POLSKI NA GŁĘBOKOŚCI 4000 m



Ryc. 3. Mapa ścienia poziomego na głębokości 4000 m

poziomego może być dowolne i dostosowane do konkretnych potrzeb — co 500 lub 1000 m dla wielkich terytoriów, a co 100 m dla mniejszych obiektów poszukiwawczych. Wielką zaletą tych map polega na ich obiektywności. Jeżeli wydzielone w profilach wierceń granice stratygraficzne są dobrze udokumentowane, to przy konstruowaniu map ścienia poziomego wpływ subiektywnego podejścia autora może być sprowadzony do minimum. Jest to uwarunkowane techniką ich wykonywania i stosunkowo prostą interpretacją.

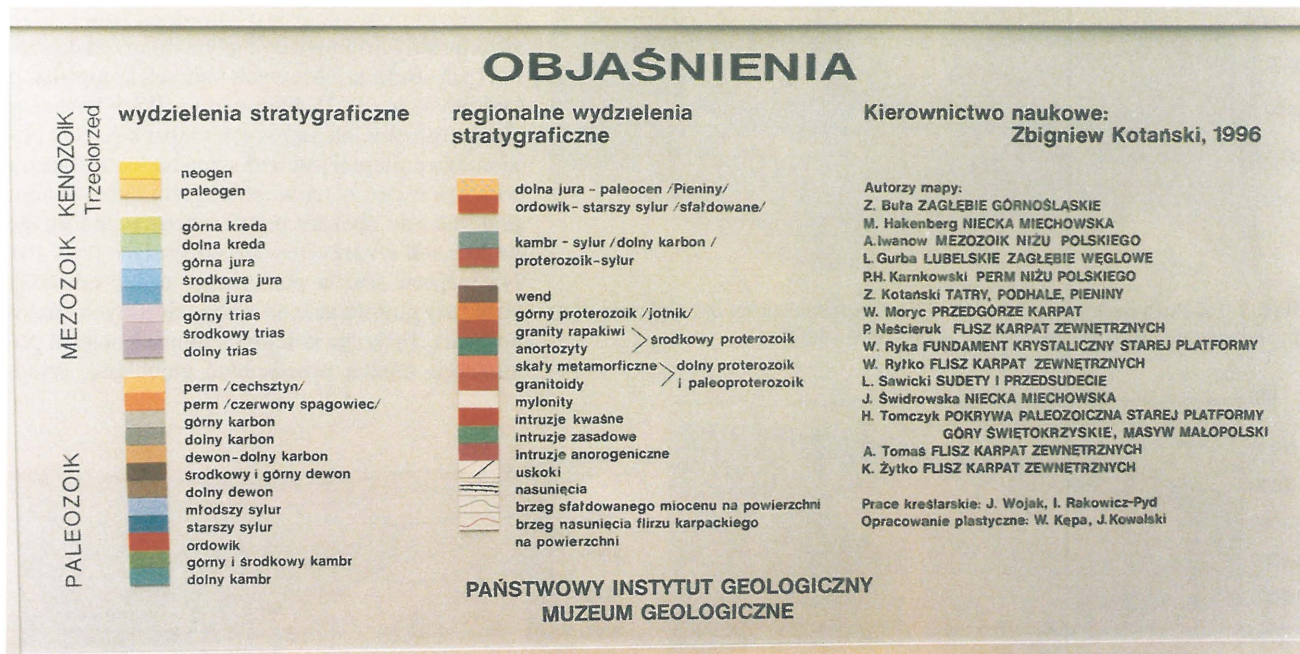
Mapy ścienia poziomego można wykonać wprost z mapy lokalizacyjnej wierceń z zaznaczonym wiekiem warstw na potrzebnej głębokości, a przy większej ilości danych — na podstawie przekrojów sejsmiczno-geologicznych oraz map strukturalnych i miąższościowych.

W pierwszym przypadku na mapie lokalizacji wierceń przebijających głębokość ścienia poziomego, przy punktach oznaczających poszczególne otwory wiertnicze zaznacza się wiek warstw przeciętych przez płaszczyznę ścienia za

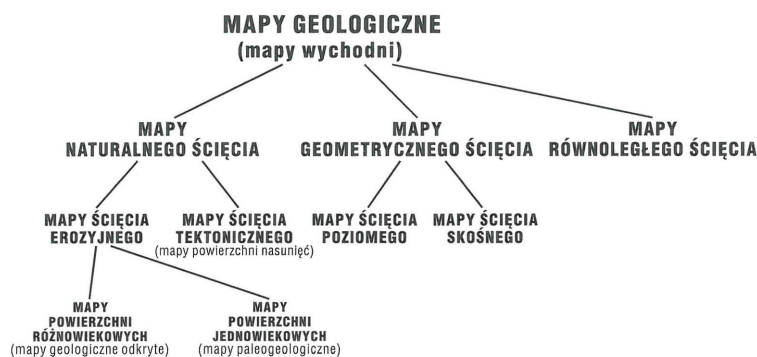
pomocą odpowiedniego symbolu stratygraficznego. Następnie przeprowadza się granice między przyjętymi wydzieleniami okonturowując synkliny, antykliny oraz wprowadzając uskoki, zgodnie z zasadami planisekcji.

W konstruowaniu map ścienia poziomego należy jak najszerszej stosować przekroje geologiczne, wykonane na podstawie odpowiednio zestawionych profili wierceń (ryc. 7). Z przekrojów tych rzutuje się bezpośrednio na rzutnię poziomą granice warstw w miejscach ich przecięć z liniami ścień na odpowiednich poziomach. Uzyskujemy z nich również dane o lokalizacji uskoku i o ich zrzucie.

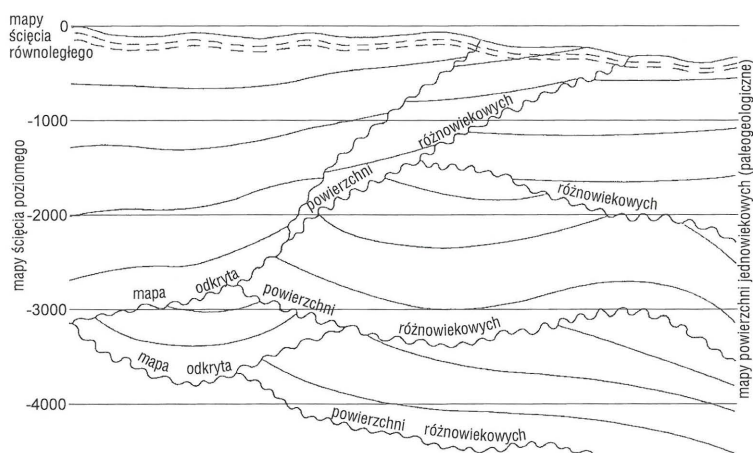
Najlepszym sposobem konstruowania map ścienia poziomego jest wykorzystanie do tego celu map strukturalnych (stropu lub spągu). Jest bowiem rzeczą oczywistą, iż izohipsa –1000 m wyznacza precyzyjnie ślad przecięcia interesującej nas powierzchni strukturalnej (granicy geologicznej) z płaszczyzną ścienia poziomego na głębokości 1000 m. Do tego celu trzeba jednak mieć mapy strukturalne wszystkich inte-



Ryc. 4. Objasnienia do map ścicia poziomego



Ryc. 5. Podział map geologicznych



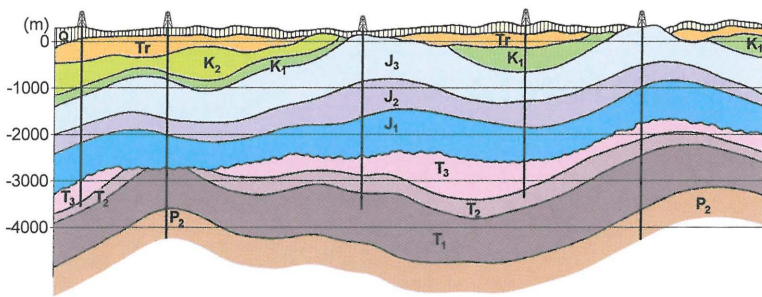
Ryc. 6. Schematyczny przekrój wyjaśniający zasadę podziału map geologicznych na mapy odkryte, paleogeologiczne oraz mapy ścicia poziomego i równoległego

były sprawdzane przez odpowiednie mapy miąższościowe, co uzyskuje się najlepiej metodą superpozycyjną. Same mapy miąższościowe też mogą być przydatne w konstruowaniu map ścicia poziomego, szczególnie wówczas, gdy chcemy wiedzieć, jaką miąższość mogą mieć jakieś warstwy nie przebite w pewnych wierceniach. Dane miąższościowe mają także zasadnicze znaczenie dla prowadzenia pasów wychodni, gdyż szerokość tych wychodni zależy od miąższości i upadu warstw.

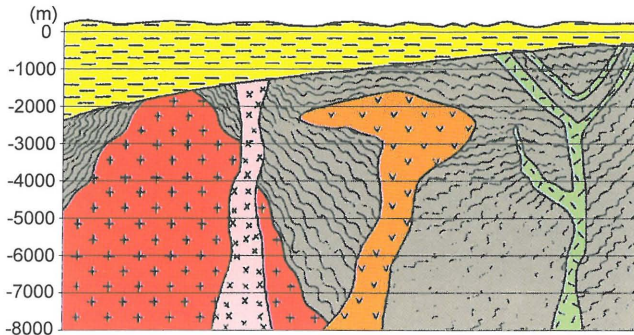
Pewne trudności powstają przy konstruowaniu map ścicia poziomego masywów górskich, takich jak Tatry, Góry Świętokrzyskie i Sudety, a także płytko leżących wyniesień, takich jak antekliza mazurska, gdzie głębokich wierceń w ogóle nie ma lub rzadko tylko wchodzą one głębiej w podłoże. Najlepiej jest wtedy oprzeć się na głębokich przekrojach geologicznych, opartych na różnych przesłankach tektonicznych i geofizycznych. Na obszarach masywów krystalicznych w rysowaniu głębokich przekrojów należy uwzględnić kształt ciał magmowych, takich jak batolity, lakkolity, intruzje pierścieniowe, pnie wulkaniczne itp., gdyż zależnie od ich kształtu wychodnie skał magmowych na różnych poziomach ścicia będą się zwężały lub rozszerzały. Ważne są także informacje o głębokości zakorzenienia metamorficznych pasów fałdowych — na przykład w Sudetach i w masywie mazursko-suwalskim (ryc. 8).

Najlepiej jest konstruować jednocześnie mapy ścicia na różnych poziomach, gdyż wówczas można w całej pełni uwzględnić zmieniający się kształt struktur na różnych ściciach, biorąc na przykład pod uwagę kształt antykliny i stopień jej rozszerzania się ku dołowi oraz kształt synkliny i stopień jej zwężenia się ku

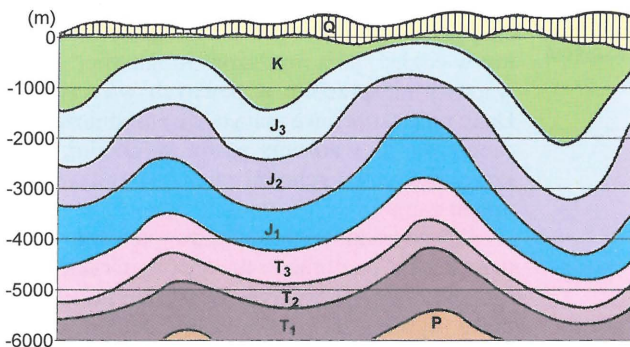
resujących nas granic stratygraficznych (litostratygraficznych), co w przypadku dobrze poznanego regionu nie jest rzeczą rzadką. Należy tylko pamiętać, by mapy strukturalne



Ryc. 7. Przekrój geologiczny oparty na profilach wiertniczych z liniami ścienia poziomego na głębokościach 1000, 2000, 3000 i 4000 m



Ryc. 8. Kształt plutonów magmowych i metamorficznych pasów fałdowych zmieniający się wraz z głębokością, co powoduje różne kształty wychodni na mapach ścienia poziomego o różnych głębokościach



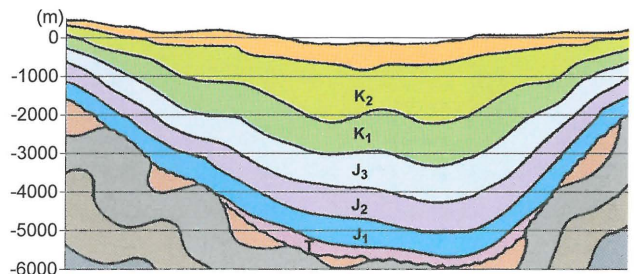
Ryc. 9. Przekrój przez sfałdowane warstwy leżące zgodnie na sobie. Tylko na mapach ścienia poziomego można przedstawić obraz tych sfałdowań, których nie widać ani na mapach geologicznych odkrytych, ani na mapach paleogeologicznych

dołowi. Mapy kolejnych ścień poziomych powinny się nakładać na siebie i korelować.

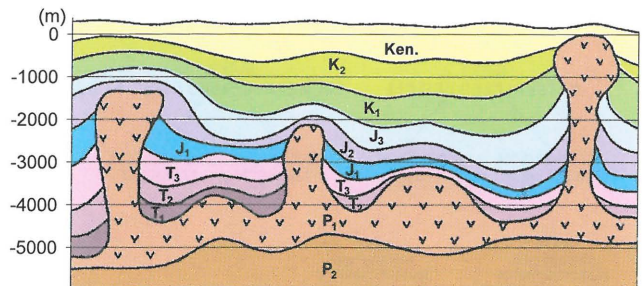
Mapy geologiczne ścienia poziomego są specjalnie zalecane do badań wglębnych i poszukiwań naftowych. Mają one szczególne zastosowanie w bieżących poszukiwaniach, gdyż wybrane poziomy ścień mogą być dostosowane do zasięgu głębokościowego głównych typów urządzeń wiertniczych.

Jeśli na jakimś obszarze warstwy są dość intensywnie sfałdowane, lecz leżą na sobie zgodnie, to na mapach odkrytych pod zdjętymi utworami stale będą się pojawiały bezpośrednio starsze od nich warstwy tego samego wieku, co nie jest przecież tak bardzo odkrywcze, a w przypadku głęboko położonych warstw — zbyt hipotetyczne (por. zestaw kolorowych map odkrytych, Kotański, 1987, 1989, 1990). Ten sam zresztą monotony obraz przedstawiałyby i mapy paleo-

geologiczne. W takich przypadkach, jedynie geologiczne mapy ścienia poziomego (obok map strukturalnych) mogą być użyte do przedstawienia tych struktur fałdowych i innych komplikacji budowy (ryc. 9). W budowie wielkich basenów strukturalnych, na głębszych mapach ścienia poziomego najlepiej jest widoczna budowa obszaru wewnętrznego o najwcześniejszej subsydencji, podczas gdy obszary peryferyczne zaznaczają się na mapach wyższych ścień poziomych (ryc. 10). Na mapach ścienia poziomego można odróżnić struktury pogrzebane od odziedziczonych i nałożonych). Tylko na kolejnych mapach ścienia poziomego można przedstawić głębokość, wyso-



Ryc. 10. Przekrój ilustrujący celowość zastosowania map ścienia poziomego do przedstawienia budowy wielkich basenów strukturalnych



Ryc. 11. Struktury solne na kolejnych ścieniach poziomych

kość oraz zmieniający się kształt różnych struktur solnych (ryc. 11), co trudno zobrazować na innych mapach i co nie jest w ogóle możliwe do przedstawienia na mapach odkrytych.

Mapy ścienia poziomego przedstawiają dzisiejszy obraz budowy geologicznej jakiegoś obszaru i nie są mapami rekonstrukcyjnymi. Dlatego ich stopień wiarygodności jest bardzo duży, zależny zresztą od wartości map strukturalnych, z którymi są najściślej związane.

Przedstawianie zjawisk na płaszczyźnie poziomej powoduje, że metoda ścienia poziomego ma wielkie znaczenie dla prawidłowego obrazowania wielu zjawisk geofizycznych, gdyż niektóre z nich (gęstość, temperatura) też można przedstawić na płaszczyznach ścienia poziomego. Mapy ścienia poziomego mają również cenne zastosowanie w geologii złożowej, gdyż oddzielając poszczególne plasterki, stanowią najlepszą podstawę do obliczeń zasobów. Szczególnie powszechnie są one stosowane w geologii kopalnianej, skąd się zresztą wywodzą. Pierwsze mapy ścienia poziomego przedstawiały przecież wychodnie warstw na dnie lub w stropie chodnika kopalnianego. W geologii kopalnianej używa się również map ścienia skośnego, co jest zrozumiałe wobec pochylenia niektórych chodników.

Zastosowanie map ścięcia poziomego

Bieżące poszukiwania naftowe
 Planowanie głębokich wierceń
 Analiza budowy struktur lokalnych
 Rejonizacja tektoniczna i strukturalna
 Przedstawienie budowy płaszczowinowej
 Przedstawienie sfałdowań warstw leżących zgodnie na sobie
 Przedstawienie budowy peryferycznych i wewnętrznych części basenów strukturalnych
 Zastosowanie w analizie basenów sedymentacyjnych
 Odróżnienie struktur pogrzebanych od odziedziczonych i nałożonych
 Przedstawienie budowy struktur solnych
 Przedstawienie budowy intruzji magmowych i struktur pierścieniowych
 Korelacja z mapami geofizycznymi ścięcia poziomego
 Przydatność w obliczaniu redukcji grawimetrycznych
 Obliczanie zasobów metodą plasterkową w geologii kopalnianej
 Przydatność w negocjacjach koncesyjnych
 Wykorzystanie w celach dydaktycznych i promocyjnych

Dane i ich interpretacja

Przy opracowywaniu map ścięcia poziomego wykorzystano dane z ogromnej liczby wierceń. Liczba przeanalizowanych otworów przekracza 11 000. Z podanych przez P.H. Karnkowskiego danych, zaczerpniętych z komputerowego banku danych SADOG, obejmującego ogółem 7332 otwory z obszaru basenu permsko-mezozoicznego wynika, że w 2840 otworach nawiercono cechsztyń, 2295 przewierciło cechsztyń, 959 nawierciło podłoże permu. 2213 otworów zeszło poniżej poziomu 1000 m, 1225 poniżej 2000 m, 1 116 poniżej 3000 m, 204 poniżej 4000 m, a 50 otworów sięgnęło poniżej 5000 m. Według danych Z. Buły, na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego wykonano łącznie 5500 wierceń, przy czym rozpoznanie złóż węgla kamiennego wykonano do głębokości 1000 m, a ostatnio do 1500 m. Na obrzeżeniu GZW wykonano kilka tysięcy wierceń poszukiwawczych, z czego w bazach komputerowych znajduje się 2500 otworów. Według danych W. Morycy, na przedgórzu Karpat odwiercono ponad 1000 otworów oraz dużą liczbę wierceń zagęszczonych na złożach ropy i gazu. Tylko kilkadziesiąt wierceń wykonano w Karpatach, lecz mają one bardzo ważne znaczenie. Liczba wierceń w Sudetach jest niewielka, podobnie jak w Górach Świętokrzyskich. Pokrywa starej platformy została poznana w kilkudziesięciu otworach, z których niewiele dotarło do podłoża krystalicznego. Według danych L. Gurby i A. Zdanowskiego, w Lubelskim Zagłębiu Węglowym wykonano około 600 otworów.

Drugą ważną grupę danych podstawowych stanowią dane geofizyczne. Specjalnie dla tego tematu Zakład Geofizyki wykonał mapy strukturalne dla pięciu horyzontów sejsmicznych wraz z mapami lokalizacyjnymi oraz pięć przekrojów sejsmiczno-geologicznych basenu permsko-mezozoicznego. Zostały wykorzystane wszelkie dostępne dane i opracowania geofizyczne oraz oparte na nich mapy geologiczno-strukturalne. Należy tu wspomnieć, że wydzielenia i przebieg granic skał metamorficznych i magmowych podłoża krystalicznego starej platformy został oparty na danych grawimetrycznych i magnetycznych (W. Ryka i E. Jackowicz). Dane grawimetryczne odegrały również podstawową rolę w sporządzeniu głębszych map ścięcia poziomego Sudetów i Przedgórze Sudeckiego (L. Sawicki). Dane magnetotelluryczne posłużyły do wykonania najgłębszych map ścięcia poziomego, przedstawiających wysokooporowe podłoże fliszu karpackiego (W. Rytko, A. Tomasz i K. Żytko). Nowe szczegóły, widoczne na mapach grawimetrycznych S. Wybrańca, dzięki zastosowaniu specjalnych metod wizualizacyjnych, zostały wykorzystane w nakreśleniu zasadniczych rysów tektonicznych masywu małopolskiego (H. Tomczyk).

Bardzo przydatne były przekroje pomocnicze, wykonywane dla poszczególnych regionów, które pozwoliły na przesunięcie granic wydzielenia na coraz to głębszych ścięciach, zgodnie z pochYLENIEM powierzchni nasunięć i upadkiem warstw (H. Tomczyk, K.

Żytko). Przewyższenie nie ma wpływu na rzutowanie granic, jednakże najważniejsze okazało się przewyższenie 2,5x. Szczególnie ważną rolę odegrały przekroje geologiczne przez Tatry i Podhale, gdzie w podłożu paleogenu podhalańskiego znajdują się płaszczowiny reglowe (Z. Kotański). Jeśli tylko było to możliwe, wykorzystano mapy strukturalne i miąższościowe, zawarte w opracowaniach regionalnych (A. Iwanow, P.H. Karnkowski, M. Hakenberg, J. Świdrowska, Z. Buła). Na obszarach górskich (Sudety, Góry Świętokrzyskie, Karpaty zewnętrzne) bardzo ważne okazały się powierzchniowe mapy geologiczne, na podstawie których i nielicznych wierceń przeprowadzono ekstrapolację w głąb (L. Sawicki, H. Tomczyk, K. Żytko). W najgłębszych ścięciach, do których docierały tylko nieliczne wiercenia, decydujące znaczenie miały koncepcje tektoniczne, przyjęte przez autorów regionalnych lub przez kierownika tematu.

Wiarygodność map

Jest oczywiste, że wiarygodność map jest różna na różnych ścięciach i zawsze maleje wraz z głębokością ścięcia. Jednakże nawet na tej samej głębokości wiarygodność poszczególnych części mapy jest różna, w zależności od komplikacji budowy geologicznej oraz od ilości i jakości materiałów dokumentacyjnych — zarówno wiertniczych, jak i geofizycznych. Z tego punktu widzenia mapy ścięcia poziomego można podzielić na **udokumentowane** (duża ilość danych wiertniczych i geofizycznych), **dedukcyjne** (ekstrapolacja w głąb na podstawie danych geofizycznych i znanych miąższości) oraz **koncepcyjne** (ekstrapolacja wynikająca z przyjętych założeń tektonicznych). Wraz z głębokością wzrasta liczba możliwych do przyjęcia modeli tektonicznych i dlatego wybrany obraz budowy wgłębszej jest tylko jednym z wielu.

Ogólny opis budowy geologicznej Polski na mapach ścięcia poziomego

Każda mapa geologiczna — zarówno powierzchniowa, jak i wgłębsza — powinna być opisana i zinterpretowana. Dotyczy to również map ścięcia poziomego. W tym przypadku jest to szczególnie ważne, gdyż obraz budowy geologicznej widoczny na każdym ścięciu jest zupełnie nowy i nigdy jeszcze nie był opisywany.

Główną zaletą map ścięcia poziomego jest to, że na jednej płaszczyźnie jest widoczna na nich budowa geologiczna różnych pięter strukturalnych na ściśle określonej głębokości. Budowę tę można przy tym odczytać z układu barw konwencjonalnych, stosowanych na innych mapach geologicznych — zakrytych i odkrytych. Dzięki temu przebieg synklin i antyklin uwydatnia się w sposób niezwykle plastyczny. Budowę pięter strukturalnych różnego wieku można w ten sposób poznać na coraz głębszych poziomach, osiągnąć pełny obraz ich budowy. Jest to zatem swego rodzaju tomografia geologiczna. Można ją porównać z tomografią sejsmiczną stosowaną w głębokiej geofizyce (Anderson & Dziewoński, 1984) i z tomografią komputerową w medycynie. Opis budowy geologicznej Polski na podstawie mapy ścięcia poziomego zaczyna się od najmłodszych do najstarszych pięter strukturalnych. Osobno będą opisane Karpaty. W opisie są używane nazwy jednostek tektonicznych, wyróżnionych przez W. Pożaryskiego, J. Znoskę i J. Sokołowskiego, stosowanych i rozwijanych w monumentalnym dziele *Budowa geologiczna Polski* oraz w późniejszych pracach R. Dadleza, S. Marka, P. Karnkowskiego, H. Tomczyka, J. Głazka, J. Kutka, E. Stupnickiej, W. Mizerskiego, A. Tomaszewskiego, J. Oberca, S. Cwojdziańskiego i wielu innych geologów. Prace te nie będą cytowane w tekście, by

nie rozbijać przebiegu opisu. Chodzi bowiem o to, by w jak najbardziej ogólny sposób wykazać, jak te struktury przejawiają się na poszczególnych ścięciach. Ogólny opis map jest oparty na szczegółowych opisach autorów opracowań regionalnych, których wykaz znajduje się w spisie literatury. Opisy te — jak już wspomniano — będą zamieszczone w odrębnym tomie *Prac PIG-u*. Opis ogólny, przedstawiony w tym artykule, przedstawia jednak również poglądy kierownika omawianego opracowania.

Permsko-mezozoiczne piętro strukturalne

Na mapach ścienia poziomego można doskonale prześledzić fazy rozwoju basenu śródpolskiego, jego budowę, a zwłaszcza struktury solne. Ogólny kierunek basenu NW–SE jest związany z licznymi dyslokacjami podłużnymi w podłożu permu, wzdłuż których rozwinęły się grzebienie, wały i poduszki solne, a na peryferiach basenu — struktury plakantynklinalne. O głębokich założeniach dyslokacji podłużnych i ich długiej aktywności świadczy fakt, że w jądrach antyklin w pomorskiej części basenu pojawiają się utwory podsolne — czerwony spągowiec i karbon (–4000 m i –5000 m). Prostopadłe do dyslokacji podłużnych są dyslokacje poprzeczne, dzielące permsko-mezozoiczne piętro strukturalne na bloki wyniesione (Pomorze) i obniżone (Kujawy). Lokalizacja tych dyslokacji jest hipotetyczna, jednak obecność bloków podłoża zaznacza się w przebiegu wschodni permsko-mezozoiku na różnych ścięciach. Szczególnie wyraźne są uskoki Poznań–Toruń i Grójca.

Na głębszych ścięciach (–4000 m i –5000 m) wschodnie permsko-mezozoiku są ograniczone do wąskiego ryftu z początkowego stadium rozwoju basenu śródpolskiego. Na wyższych ścięciach basen ten rozszerza się ku SW (monoklina przedsudecka) i ku NE (południowo-wschodnia Polska) dzięki powstaniu basenu opadnięciowego, będącego naturalną konsekwencją ryftogenezy. Ogromna subsydencja ryftowa i post-ryftowa spowodowała powstanie głębokiego wgłębienia podłoża permu, które nie zostało całkowicie wyrównane podczas ruchów laramijskich, dzięki którym powstał inwersyjny wał kujawsko-pomorski i towarzyszące mu synklinoria. Typowa biklina jest widoczna na Kujawach na ścięciach –4000 i –5000 m.

Basen śródpolski ciągnie się ku SE poprzez zachodnią Ukrainę i Mołdawię aż do Dobrudży, sięgając daleko pod nasunięte płaszczowiny Karpat zewnętrznych. W rowie przedgórskim zachowały się fragmenty mezozoiku, oddzielone od głównej części basenu permsko-mezozoicznego wypiętrzoną wałem metakarpackim (ścienca –2000 m do –5000 m).

Na coraz głębszych ścięciach można prześledzić, które oddziały permsko-mezozoiku tworzą antykliny i synkliny. Mapa ścienia poziomego na głęb. 500 m przedstawia bardzo podobny obraz budowy geologicznej Niżu Polskiego, jak mapa odkryta bez trzeciorzędu. Jednakże w odróżnieniu od tej ostatniej, powierzchnia ścienia znajduje się poniżej powierzchni transgresji trzeciorzędu i eliminuje wpływy paleoreliefu. Dlatego granica kredy z jurą, przyjmowana jako podstawa wydzielenia antyklinorium śródpolskiego i obu graniczących z nim synklinoriów jest prostsza niż na mapie odkrytej bez trzeciorzędu i bardziej się nadaje do rejonizacji jednostek tektonicznych. W osi antyklinorium pomorskiego pojawiają się osady górno- i środkowego triasu. Wschodnie cechsztynu są związane wyłącznie z górną częścią wysadów i grzebieni solnych, z których największy jest grzebień Kłodawy, któremu towarzyszą uniesione wschodnie dolnej jury i górnego triasu. Prócz niego widocznych jest 10 innych diapirów.

Na głęb. 1000 m w osi wału kujawsko-pomorskiego są widoczne głównie utwory górnotriasowe na Pomorzu, podczas

gdy na Kujawach w osi wału występują osady górnej i środkowej jury. Natomiast oba towarzyszące synklinoria wypełniają osady kredy i górnej jury. Szczególnie dobrze zaznacza się synklinorium brzeżne. Na głęb. 2000 m szerokie jądro wału pomorskiego tworzą utwory dolnego triasu, a jądro wału kujawskiego — osady dolnej jury i górnego triasu. W jądrze synklinorium brzeżnego są jeszcze osady górnej i środkowej jury, a w jądrze znacznie zwężonego synklinorium szczecińsko-mogileńsko-łódzkiego — osady górnej jury i kredy. Na głęb. 3000 m w jądrach antyklin pojawiają się już utwory dolnego triasu i górnego permu, a w obniżeniach obu synklinoriów — osady górnego triasu (na Pomorzu) i dolnej jury (Kujawy i synklina Płocka), a nawet górnej jury i kredy (synklinorium mogileńsko-łódzkie). Na głęb. 4000 m w osi wału pomorskiego są już podsolne utwory dolnego permu, a jądro synkliny szczecińskiej stanowią utwory dolnego triasu. Na głęb. 5000 m na Pomorzu Zachodnim dominują utwory dolnego permu, a górny perm jest zachowany tylko w jądrach niektórych synklin. Natomiast na Pomorzu Wschodnim nie ma już utworów permu, a wylaniają się leżące pod nimi utwory karbonu i dewonu. W kujawskiej części basenu śródpolskiego osady permu i dolnego triasu tworzą obszerną nieckę z licznymi ciągami antyklinalnymi i synklinalnymi.

Waryscyjskie piętro strukturalne

Do tego piętra strukturalnego należą internidy sudeckie, eksternidy waryscyjskie (strefa śląsko-morawska i jej przedłużenie ku NW, nawiązujące do strefy reno-hercyńskiej) oraz peryferyczna strefa sfałdowań waryscyjskich (Peri-Variscum), obejmująca blok górnośląski, masyw małopolski oraz region łysogórsko-radomsko-lubelski. Na mapach ścienia poziomego widać wyraźnie, że sfałdowania obejmujące dewon i karbon zaznaczają się także na starej platformie, na wschód od linii Teisseyre'a-Tornquista. Tak zwany front waryscyjski jest widoczny tylko na Górnym Śląsku, gdzie strefa śląsko-morawska nasuwa się na Górnośląskie Zagłębie Węglowe. Jego dalszy przebieg nie jest znany, lecz od wężła Wielunia, gdzie stykają się ze sobą w nieokreślony bliżej sposób główne jednostki tektoniczne południowej Polski (blok górnośląski, masyw małopolski i region łysogórski), kieruje się zapewne ku NW. Są tam waryscydy wielkopolskie, stanowiące przedłużenie strefy śląsko-morawskiej i wiążące ją z eksternidami waryscyjskimi strefy reno-hercyńskiej. Front waryscyjski ukryty jest pod bardzo grubym permem basenu śródpolskiego w jego najbardziej obniżonej ryftowej części.

Internidy waryscyjskie

W Sudetach i na bloku przedsudeckim na głębokości 500 m budowa jest podobna jak na powierzchni. Znajdują się tu skały starszego paleozoiku i prekambru, które są sfałdowane i przeobrażone podczas orogenezy waryscyjskiej. Widoczne są liczne intruzje kwaśne (granit karkonoski, strzeliński i Kudowy) wieku waryscyjskiego i intruzje zasadowe (Ślęza, Nowa Ruda, Grochowa). W niecce wewnętrznosudeckiej przecięte są utwory dolnego i górnego karbonu (zagłębienie wałbrzyskie i noworudzkie). W rowie górnej Nysy Kłodzkiej są jeszcze zachowane na tej głębokości osady górnokredowe. Górna kreda jest także zachowana na Śląsku Opolskim, gdzie są również przecięte osady miocenijskie, wypełniające głębokie doliny przedmiocenijskie (kanion górnej Odry).

Na głębokości 1000 m są widoczne obie depresje — północnosudecka z utworami górnego karbonu, permu, triasu i górnej kredy oraz śródsudecka, wypełniona jedynie utworami karbonu. Zachowały się niższe partie depresji Świebodziec i

struktury bardzkiej, paleozoiczne serie epimetamorficzne Gór Kaczawskich oraz wszystkie jednostki zbudowane z gnejsowo-łupkowych kompleksów mezometamorficznych (proterozoik–dolny paleozoik): blok karkonosko-izerski, blok Gór Sowich i struktura orlicko-śnieżnicka. Widoczne są również intruzje granitoidowe i kompleksy zasadowo-ultrazasadowe. Na bloku przedsudeckim wyróżnia się formację gnejsowo-łupkową (proterozoik–dolny paleozoik), słabo zmetamorfizowany osadowy kompleks „kaczawski” (kambr–dolny karbon) oraz intruzje zasadowo-ultrazasadowe i granitoidy wieku waryscyjskiego.

Na głębokości 2000 m depresja północnosudecka zaznacza się szerokim zasięgiem osadów czerwonego spągowca i resztek osadów cechsztynu, na których niezgodnie leżą utwory górnokredowe. Depresja śródsudecka zachowywała się jedynie w postaci niewielkiego obszaru osadów dolnego karbonu. Znikają środkowopaleozoiczne skały struktury bardzkiej, a na ich miejscu widoczne są proterozoiczne gnejsy Gór Sowich. Sfałdowane utwory paleozoiczne Gór Kaczawskich i bloku przedsudeckiego nadal pokrywają znaczną część zachodnich i środkowych Sudetów. Granitoidy waryscyjskie (masyw Karkonoszy, masyw Strzegom–Sobótka, intruzje strzelińskie, masyw kłodzko-złotostocki i intruzje bloku przedsudeckiego) nieco zwiększają swe wychodnie, podobnie jak masywy zasadowo-ultrazasadowe.

Główną część Sudetów i bloku przedsudeckiego na głębokości 3000 m zajmują mezometamorficzne skały krystaliczne (Pt–Pz₁) i intruzje granitoidowe. Na bloku przedsudeckim są jeszcze widoczne resztki paleozoicznych epimetamorficznych serii osadowych (Cm–C₁) i metawulkanitów (Cm–D₂).

Obraz Sudetów i bloku przedsudeckiego na głębokości 4000 m jest w ogólnych zarysach podobny do obrazu map wyższych i niższych ścięć. Znika prawie w całości blok Gór Sowich, gdyż jest to stosunkowo płytka struktura, pod którą na mapie są widoczne skały zasadowe i ultrazasadowe. Znikają również z bloku przedsudeckiego niezbyt mięsże epimetamorficzne utwory paleozoiczne (Cm–C₁).

W Sudetach i na bloku przedsudeckim na głębokości 5000 m, ze względu na brak bezpośrednich informacji geologicznych z wierceń, przyjęto uproszczony schemat wydzieleni stratygraficzno-litologicznych, nawiązujących do wydziałanych przez geofizyków kompleksów skalnych.

Kompleks gnejsowo-łupkowy (Pt–Pz₁) odpowiada analogicznym kompleksom skalnym na powierzchni i rozciąga się szerokim pasem o kierunku NW–SE od Gubina po Opolszczyznę i od Zgorzelca przez Rudawy Janowickie do Śnieżnika. Główny waryscyjski kompleks granitoidowy składa się z 20 oddzielnych wystąpień skał granitoidowych, znanych z powierzchni (Karkonosze, Strzegom, Strzelin) lub domniemanych. Kompleks zasadowo-ultrazasadowy tworzy nieregularne pasowe wychodnie w środkowej i południowo-wschodniej części Dolnego Śląska, podścielając znaczną część Gór Sowich, depresji śródsudeckiej i Gór Orlickich. Dolnopaleozoiczny (Cm–D₁) kompleks typu kaczawskiego zajmuje mniejszą powierzchnię niż na wyższych ścięciach i ciągnie się wydłużonym pasem o kierunku NW–SE wzdłuż krawędzi bloku przedsudeckiego.

Eksternidy waryscyjskie

Należy do nich strefa śląsko-morawska złożona z silnie sfałdowanych osadów dewońsko-karbońskich. Na głęb. 500 m, w nasunięciu orłowskim kulm tej strefy jest nasunięty na karbon produktywny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Na mapach –1000 i –2000 m jest widoczna dalsza kontynuacja strefy śląsko-morawskiej ku północy, ciągnącej się dalej

ku zachodowi wzdłuż bloku przedsudeckiego. Na głęb. 3000 m w podłożu monokliny przedsudeckiej znajdują się osady dewonu oraz dolnego i górnego karbonu. Mają one budowę fałdowo-blokową. W jednym z takich bloków (blokowe wypiętrzenie Wolsztyn–Leszno–Krotoszyn) w południowej Wielkopolsce tworzą wgłębne wychodnie epimetamorficzne zielone łupki starszego paleozoiku. Są one podobne z jednej strony do kompleksu łupkowo-fyllitowego (Cm–S, Cm–C₁) formacji kaczawskiej, a z drugiej — do zielonych łupków wendu–najniższego kambru masywu małopolskiego. Na głęb. 5000 m widać dalszą kontynuację wypiętrzonych bloków podłoża paleozoicznego tej strefy ku NW, aż poza dolną Wartę. Bloki metamorfiku południowej i zachodniej Wielkopolski są otoczone przez osady dewonu–dolnego karbonu, stanowiące łącznik strefy śląsko-morawskiej ze strefą reno-hercyńską. Można tu wydzielić waryscyjskie piętro strukturalne i pokrywę górnokarbońską. Namur A jest ostatnim datowanym osadem sfałdowanym podczas orogenezy waryscyjskiej, a westfal i stefan wchodzi już w skład pokrywy waryscyjskiej. Nawiercone w kilku miejscach granitoidy mogą być intruzjami wieku waryscyjskiego, mogą jednak należeć do wydzwigniętych bloków starszego paleozoiku.

Budowa głęboko pograżonych eksternidów waryscyjskich nie jest dokładnie znana. Nie wiadomo nawet, czy istnieje rysowany na wielu schematach tektonicznych front waryscyjski. Stratygrafia fragmentarycznie badanych osadów karbońskich jest słabo poznana i nie jest łatwe odróżnienie fliszu od molasy. Na mapach głębszych ścięć jest widoczna budowa fałdowo-blokowa wielkopolskich eksternidów waryscyjskich. Jest to jednak tylko jeden, być może nie najlepszy wariant budowy tej strefy, który w przyszłości będzie zapewne dokładniej udokumentowany, a nawet zmieniony.

Peri-Variscicum

Na zewnątrz od orogenu waryscyjskiego znajduje się szeroka strefa o złożonej budowie, w której ruchy waryscyjskie zaznaczyły się bardzo wyraźnie. W podłożu sfałdowanej pokrywy waryscyjskiej znajdują się bloki tektoniczne (terrany) o kadomskiej konsolidacji (blok górnośląski i małopolski) oraz obszar należący do peryferycznej części starej (przedkadomskiej) platformy (region łysogórsko-radomsko-lubelski).

Blok górnośląski

Cokół bloku górnośląskiego, zwanego również blokiem *Bruno-Vistulicum*, stanowią skały krystaliczne (Rzeszotary) i epimetamorficzne skały starokadomskie. Jego pokrywa platformowa zaczyna się utworami dolnego kambru (Mogilany). Na kambrze leży bezpośrednio dolny dewon (oldred). Osadów ordowiku i syluru brak w południowej części bloku, lecz mogą one być obecne w jego północnej części. Cokół krystaliczny pojawia się na SE od Krakowa na mapie –1000 m. Utwory krystaliczne cokołu zajmują coraz większą powierzchnię pod mioceniem i płaszczowinami fliszowymi w Beskidzie Śląskim na mapach –2000 i –3000 m, a na mapach –4000 i –5000 m sięgają aż do Babiej Góry. Wąski pas wgłębnych wychodni krystaliniku ciągnie się na głębokich ścięciach wzdłuż strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec, aż do okolic Częstochowy. Towarzyszą mu osady kambru i dewonu, podścielające GZW. Na obszarze zagłębia wyraźnie zarysowuje się na płytszych ścięciach niecka główna, wypełniona górnokarbońskimi utworami węglonośnymi. Ich miąższość wzrasta ku zachodowi, a maleje ku południowemu wschodowi. Węglonośne utwory karbonu występują w obrębie rowów tektonicznych pod mioceniem i fliszem w rejonie Suchej Beskidzkiej. Podłoże krystaliczne bloku górnoślą-

skiego sięga daleko ku południowemu wschodowi, ograniczając od południa masyw małopolski. Ku północy zweżający się klin bloku górnośląskiego sięga aż do okolic Częstochowy, gdzie w węźle Wielunia w niezbyt jasny sposób wyklinowuje się na granicy z masywem małopolskim i z przedłużeniem regionu łysogórskiego.

Masyw małopolski

Podłoże i główną część składową masywu małopolskiego stanowią utwory wendu i najniższego kambru, które w północnej części są sfałdowane razem z osadami dolnego i środkowego kambru. Są to zielone łupki, piaskowce i zlepieńce, lekko zmetamorfizowane. Na płytszych ścieniach są to przede wszystkim utwory dolnokambryjskie, ciągnące się szeroką strefą wzdłuż dyslokacji świętokrzyskiej. Na mapach ścienia poziomego ich granicy z utworami wendu jest umowna, gdyż wobec wspólnego przełażdowania trudno wyznaczyć ścisłą granicę. Utwory te są wysoko wyniesione w wale metakarpacim, a silnie obniżone w zapadlisku podkarpacim. W kilku miejscach w osiach synklin zachowały się leżące na nich niezgodnie osady dewonu i karbonu. Młodo-kadomska (faza świętokrzyska i sandomierska) konsolidacja masywu małopolskiego nie była ostateczna, a masyw ten był jeszcze kilkakrotnie fałdowany podczas ruchów kaledońskich i waryscyjskich. Ruchy te zaznaczyły się najwyraźniej w strefie Kraków–Lubliniec, tworzącej strefę graniczną masywu małopolskiego z blokiem górnośląskim. Jest tu znanych kilka niewielkich intruzji waryscyjskich ze złożami polimetali.

Od północy masyw małopolski graniczy z regionem łysogórskim wzdłuż dyslokacji świętokrzyskiej, stanowiącej nasunięcie o wergencji południowej lub przesunięcie poziome. W południowej Lubelszczyźnie masyw małopolski graniczy wprost ze starą platformą wzdłuż linii Teisseyre'a-Tornquista i ciągnie się przez zachodnią Ukrainę i Mołdawię do środkowej Dobrudży, gdzie zielone łupki wendu ukazują się na powierzchni.

Ku północnemu zachodowi masyw małopolski dochodzi do węzła wielunińskiego, lecz być może jego kontynuację stanowią zielone łupki bloku Leszna i osady wendyjskie Łużyc.

Masyw małopolski jest przecięty kilkoma wałnymi uskoki, takimi jak uskok Nidy, lineament Kurdwanów–Zawichost, Rzeszów–Poznań i Radzanów–Lelów. Wzdłuż tych linii dyslokacyjnych został wyniesiony wał metakarpacim, a obniżony rów podkarpacim, wypełniony osadami miocenu z wyraźnie zaznaczonym paleoreliefem dolinym.

Region łysogórsko-radomsko-lubelski

Jeden rzut oka na mapy ścienia poziomego wystarczy na stwierdzenie, że największą rolę w budowie tego rejonu odegrały ruchy waryscyjskie. We wszystkich tych trzech jednostkach są widoczne sfałdowane razem osady dewonu i karbonu. Tworzą one liczne fałdy o kierunku NW–SE. Są to fałdy szerokopromienne, rozgraniczone w kilku miejscach podłużnymi dyslokacjami o tym samym kierunku. Jedną z tych dyslokacji jest linia Teisseyre'a-Tornquista, doskonale widoczna na głębszych ścieniach (uskok Kazimierza Dolnego). Równoległa do tej linii jest dyslokacja, ograniczająca od SW zrębo-antyklinę Kocka. Wiadomo, że paleozoik lubelski stanowi pokrywę starej platformy. Dotyczy to również Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Region radomski ma podobną budowę, charakteryzującą się ciągłym przejściem od morskiego syluru do morskiego dewonu. Oba te regiony cechuje również duża miąższość górnego kambru (otwory Narol). Nie ma tu śladu ruchów kaledońskich. Tym samym następstwem warstw cechuje się region łysogórski. Można więc przypuszczać, że również i ten region powstał na

cokole prekambryjskim, na obniżonym brzegu starej platformy. Z map na głęb. 4000 i 5000 m wynika, że ten typ budowy — fałdy waryscyjskie na podłożu prekambryjskim — można prześledzić aż do uskoku Grójca. Można jednak przypuszczać, że nie kończy się on na tym uskoku, lecz kontynuuje się dalej ku NW w podłożu ryftowej części permsko-mezozoicznego basenu śródpolskiego. Wynika z tego, że linia Teisseyre'a-Tornquista na terytorium Polski nie stanowi brzegu starej platformy, lecz odgranicza tylko wyniesioną część platformy od jej obniżonej, peryferycznej części. Linia ta w Skanii wnika w obręb cokołu tej platformy, a w Dobrudży wychodzi z jej obrębu i przecina płytę mezyjską.

Kontynuację Peri-Variscicum można odnaleźć także na Pomorzu, gdzie silnie zdyslokowany jest również dewon i karbon. W strefie Koszalin–Chojnice dewon leży niezgodnie na sfałdowanym sylurze i ordowiku o dużej miąższości. Zaznaczyły się tutaj ruchy kaledońskie, ograniczone jednak do wąskiej strefy transpresyjnej między blokami podłoża prekambryjskiego starej platformy. Jest więc prawdopodobne, że obniżony cokół starej platformy również i tutaj znajduje się w podłożu ryftu basenu śródpolskiego i sięga daleko ku SW.

Tak pojęte Peri-Variscicum pozwala na kompromisowe rozwiązanie problemu zasięgu sfałdowań i deformacji waryscyjskich na obszarze Polski. Problem ten, który przez wiele dziesiątków lat bulwersował polskich geologów, polegał głównie na zbyt sztywnym stosowaniu klasycznych ujęć tektonicznych, takich jak orogen oraz wiek i znaczenie konsolidacji podłoża. Wprowadzenie pojęcia Peri-Variscicum pozwala na bardziej elastyczne podejście do tych zagadnień i do uznania roli ruchów waryscyjskich nawet na platformie prekambryjskiej, której peryferyczne części uległy okresowej silnej subsyduencji i mobilizacji.

Staropaleozoiczna pokrywa starej platformy

Na mapie –500 m bardzo wyraźnie rysuje się niecka podlaska, wypełniona osadami kambru, ordowiku i syluru. Aby pokazać kształt tej niecki, w rejonie Puszczy Białowieskiej wyrysowane zostało centroklinale zamknięcie niecki na terenie Białorusi. Powstanie niecki podlaskiej wiąże się z formowaniem ryftu (aulakogenu) prypecko-donieckiego. Na wszystkich ścieniach widać, że starszy paleozoik jest pocięty uskoki prostopadłymi do linii Teisseyre'a-Tornquista.

Na głęb. 1000 m pokrywa staropaleozoiczna starej platformy jest widoczna na wyniesieniu Łeby, gdzie góry syluru tworzy rozległe wychodnie wzdłuż brzegu Bałtyku, na północnym wschodzie na NW od Suwałk, gdzie stanowi zakończenie synekliny perybałtyckiej, oraz w obniżeniu podlaskim i wzdłuż granicy państwa nad Bugiem we wschodniej Lubelszczyźnie. Pokrywa osadowa zaczyna się osadami wendu (Podlasie i zachodnie otoczenie masywu łukowsko-wisznickiego), na których leżą silnie zdyslokowane osady kambru, ordowiku i syluru, który wyznacza najniższą część obniżenia podlaskiego w trójkącie Sokołów Podlaski–Mielnik–Łuków. Na starszym paleozoiku transgredują osady dewonu i karbonu. Na tym ścieniu karbon zajmuje dużą powierzchnię. Na wschód od środkowego Wieprza znajduje się Lubelskie Zagłębie Węglowe, dobrze poznane dzięki licznym wierceniom. Od SW odgranicza go wydłużona antyklina zrębowa Kocka z jądrem dewonu.

Na głęb. 2000 m pokrywa staropaleozoiczna starej platformy towarzyszy wychodniom podłoża krystalicznego. Kambr i ordowik ciągną się wąskim pasem wzdłuż krystaliniku, wcinając się ku wschodowi w obniżeniu podlaskim. Tworzą również wąski pas wychodni wzdłuż Bugu na wschodniej

Lubelszczyźnie. Na tej głębokości i na głębszych ścieniach są widoczne trójdzielne utwory wendy aulakogenu orszańsko-wołyńskiego. Utwory syluru tworzą rozległe wychodnie na Pomorzu Wschodnim aż do Koszalina i Tczewa. Odślaniają się również w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. Wypełniają znacznie zredukowane i przesunięte ku zachodowi obniżenie podlaskie i tworzą szeroki pas wgłębnych wychodni we wschodniej Lubelszczyźnie.

Na ścieniu –3000 m staropaleozoiczna pokrywa starej platformy zajmuje rozległe obszary na Pomorzu Wschodnim — od Koszalina do Grudziądza. Dominują tutaj osady syluru, tworzące rozległą synklinę z jądrem złożonym z osadów górnego syluru nad dolną Wisłą. Natomiast osady dolnego syluru, ordowiku i kambriu odślaniają się w północnym (wyniesienie Łeby) i wschodnim skrzydle synkliny. Utwory starszego paleozoiku tworzą tylko wąskie wychodnie na północnym Mazowszu, gdzie perm basenu permsko-mezozoicznego zbliża się najbardziej do wychodni krystaliniku. Szersze wychodnie starszego paleozoiku (głównie syluru) znajdują się w rejonie Warszawy, skąd ciągną się wąskim pasem ku SE we wschodniej Lubelszczyźnie. W środkowej Lubelszczyźnie jest widoczna długa synklina o kierunku WNW–ESE, wypełniona głównie grubymi utworami dewonu z karbońskim jądrem w widłach Wisły i Pilicy (Magnuszew).

Na głęb. 4000 m pokrywa staropaleozoiczna krystaliniku ciągnie się szerokim pasem — od Pomorza, przez północne Mazowsze, do środkowej i południowej Lubelszczyzny. Największą powierzchnię zajmują osady sylurskie. W środkowej Lubelszczyźnie i na południowym Mazowszu jest widoczna synklina wypełniona utworami dewonu. Dewon tworzy również otwartą ku zachodowi synklinę w regionie radomskim, gdzie w łuku Pilicy są już widoczne osady karbońskie. Nasunięcie świętokrzyskie oddziela region łysogórski od regionu kieleckiego, należącego do masywu małopolskiego.

Na głęb. 5000 m pokrywa staropaleozoiczna zajmuje już tylko wąski pas między ryfem basenu śródpolskiego a wgłębными wychodniami podłoża krystalicznego. W rejonie lubelsko-radomsko-łysogórskim wychodnie starszego paleozoiku zajmują dużą powierzchnię i są poprzecinane dyslokacjami podłużnymi i poprzecznymi.

Cokół krystaliczny starej platformy

Na głęb. 500 m podłoża krystaliczne starej platformy odślania się na północnym Podlasiu i Suwalszczyźnie wzdłuż granicy państwa. Na rozległym obszarze gnejsów i granitów paleoproterozoicznych są widoczne dwa płaty górnoproterozoicznego kompleksu jotnickiego. Wyróżnia się również struktura pierścieniowa Tajna i częściowo odsłonięta intruzja suwalska. Na podłożu krystalicznym leżą niezgodnie osady dolnego triasu.

Na głęb. 1000 m zasięg podłoża krystalicznego starej platformy rozszerza się znacznie ku zachodowi i ku południowi. Zasadniczą część powierzchni krystaliniku zajmują paleoproterozoiczne granitoidy, tworzące masyw mazowiecki. Wzdłuż wschodniej granicy państwa ciągnie się podlaska strefa fałdowa, złożona z paleoproterozoicznych skał metamorficznych. W północnej części masywu mazowieckiego są widoczne granitoidy rapakiwi i anortozyty środkowoproterozoicznego kompleksu mazurskiego. Widoczne są również liczne płaty górnoproterozoicznego kompleksu biebrzańskiego (jotnickiego). Zaznacza się wychodnia anorogenicznej ełckiej intruzji syenitowej i masyw Tajna. Na granicy z obniżeniem podlaskim oraz na skłonie zrębu łukowsko-wisznickiego pojawiają się płaty dolnoproteozoicznych skał metamorficznych kampinoskiego kompleksu fałdowego.

Podobnie jak na poziomie –1000 m, w budowie krystaliniku na głęb. 2000 m dominują paleoproterozoiczne granitoidy masywu mazowieckiego. Na północnym i wschodnim obrzeżeniu tego masywu pojawiają się metamorficzne skały paleoproterozoiczne ciechanowskiej strefy fałdowej i granitoidowe odnogi masywu dobrzyńskiego. Zanikają całkowicie utwory górnego proterozoiku (jotniku), tak licznie reprezentowane na wyższym ścieniu. Rozszerzają się wychodnie granitoidów rapakiwi kompleksu mazurskiego, wśród których jest widoczna kętrzyńska intruzja anortozytowa. W południowej części odślaniają się anorogeniczne prekambryjsko-paleozoiczne skały alkaliczno-zasadowych intruzji śniardwiańskiej, ełckiej, tajeńskiej i mławskiej.

Na głęb. 3000 m wgłębne wychodnie podłoża krystalicznego znacznie rozszerzają się ku zachodowi i południowi, obejmując prawie całe obniżenie perybałtyckie, obniżenie podlaskie, łączą się z rozszerzonym wyniesieniem łukowsko-wisznickim i kontynuują się wzdłuż granicy państwa na Bugu aż do Horodła.

Rozszerzyły się znacznie wychodnie środkowoproterozoiczne granitoidów rapakiwi w otoczeniu anortozytowej intruzji kętrzyńskiej. Z granitoidami od zachodu kontaktują paleoproterozoiczne skały metamorficzne warmińskiej strefy fałdowej, od południa — ciechanowskiej strefy fałdowej. W tej ostatniej strefie jest widoczna owalna olsztyńska intruzja syenitowa wieku prekambryjsko-paleozoicznego. Na zachód od niej pojawiają się paleoproterozoiczne granitoidy masywu dobrzyńskiego. Znacznie rozszerzyła się syenitowa intruzja mławska. Zmniejsza się powierzchnia dolnoproteozoicznych wychodni skał metamorficznych kompleksu kampinoskiego, natomiast nowe wychodnie tego kompleksu uwidoczniają się na południowym zachodzie. W podłożu obniżenia nadbużańskiego znajdują się paleoproterozoiczne skały metamorficzne fałdowej strefy podlaskiej.

Na głęb. 4000 m zasięg podłoża krystalicznego starej platformy przesuwają się jeszcze dalej ku SW, na północy obejmując także wyniesienie Łeby. Ogólny kierunek krawędzi krystaliniku jest NW–SE, wginając się lekko nad dolną Wisłą. Większość wgłębnych wychodni krystaliniku należy do paleoproterozoicznych granitoidów masywów centralnych — mazowieckiego, dobrzyńskiego i pomorskiego. Wyróżniają się wychodnie paleoproterozoicznych skał metamorficznych strefy kaszubskiej i kompleksu kampinoskiego. Daleko na zachód sięgają wychodnie granitoidów rapakiwi kompleksu mazurskiego. W obniżeniu nadbużańskim wzrasta zasięg paleoproterozoicznych skał metamorficznych strefy podlaskiej, wśród których pojawiają się niewielkie masywy granitoidowe.

Na głęb. 5000 m podłoża krystaliczne obejmuje już całą północno-wschodnią Polskę i dochodzi do linii Teisseyre’a-Tornquista. Na nowo odsłoniętych obszarach są widoczne paleoproterozoiczne granitoidy pomorskiego i dobrzyńskiego masywu centralnego, paleoproterozoiczne skały metamorficzne podlaskiej, warmińskiej i kaszubskiej strefy fałdowej oraz dolnoproteozoiczne skały metamorficzne kompleksu kampinoskiego. Nieco zmniejszają się wychodnie granitoidów rapakiwi.

Zapadlisko przed- i podkarpackie

Na mapach ścienia poziomego można dokładnie ocenić właściwy kształt i obszar zapadliska przedkarpackiego. Na najgłębszych ścieniach widać, że starszy miocen towarzyszy wąską wstęgą nasunięciom płaszczowin fliszowych. Obecnie jest on przykryty przez te płaszczowiny. Zapadlisko mioceńskie jest więc nie tylko zapadliskiem przedkarpac-

kim, lecz podkarpackim. Na wyższych ścięciach płaszczowiny fliszowe nasuwają się na coraz to wyższe ogniwa miocenu. Czoło płaszczowin przesuwa się stale ku północy. Wielkość nasunięć na każdym ścięciu można ocenić, porównując front płaszczowin z ich dzisiejszym zasięgiem, zaznaczonym czerwoną linią. Na płytszych ścięciach wyraźnie zaznacza się mioceniński paleorelief dolinny. Właściwy rów przedgórski ogranicza się do niezbyt szerokiego pasa, towarzyszącego wypiętrzającym się Karpatom. Dopiero w późnym miocenie morze rozlewa się szeroko i pokrywa Górny Śląsk, masyw małopolski i południową Lubelszczyznę. Ten szeroki zasięg miocenu jest widoczny na podczwartorzędowych mapach odkrytych. Wykracza on daleko na północ, poza właściwy rów przedgórski, widoczny tak wyraźnie na mapach ścięcia poziomego.

Karpaty zewnętrzne

W strefie brzeżnej Karpat fliszowych są wyróżnione dwie pofałdowane i nasunięte jednostki tektoniczne złożone z utworów miocenu — jednostka zgłobicka, ciągnąca się od Wieliczki i Bochni po okolice Przemyśla, oraz płaszczowina stebnicka we wschodniej części tzw. sigmoidy przemyskiej. Na głęb. 500 m cofnięcie zewnętrznych granic tych jednostek w stosunku do linii nasunięć na powierzchni zaznaczonej zieloną linią jest niewielkie i wynosi 1–3,5 km, na głęb. 1000 m wynosi ono już 2–5,5 km, na głęb. 2000 m 6–8,5 km, na głęb. 3000 m przesunęło się ku S o dalsze 2–3 km, a na głęb. 4000 m wynosi już 18 km w stosunku do linii nasunięcia na powierzchni.

W Karpatach zewnętrznych wyróżnia się od północy ku południowi następujące jednostki fliszowe:

- jednostka skolska (neokom–wczesny miocen) — w rejonie Przemyśla ma skibowy styl budowy, a dalej na zachodzie dominują asymetryczne fałdy o północnej wergencji;
- płaszczowina podśląska (pelagiczna kreda–wczesny miocen) — ciągnie się w formie łusek u czoła płaszczowiny śląskiej oraz pojawia się w oknach tektonicznych strefy lanckorońsko-żegocińskiej;
- płaszczowina śląska (kreda–paleocen) — na zachodzie tworzy wielkie bloki górnokredowe Beskidu Śląskiego i Małego, a na wschód od Dunajca dominują złuskowane fałdy złożone głównie z utworów oligoceńskich centralnego synklinorium;
- płaszczowina dukielska (górną kreda–paleogen) — na zachodzie płasko nasunięta, a na wschodzie złożona z kilku stromo stojących fałdów. Ukazuje się również w oknie górnej Soły spod płaszczowiny magurskiej;
- płaszczowina magurska (górną kreda–oligocen) — nasunięta na niższe jednostki tektoniczne, graniczy wzdłuż pionowej dyslokacji z pienińskim pasem skałkowym.

Amplitudy nasunięcia tych jednostek są różne, ogólnie jednak rosną ku zachodowi. Granice jednostek tektonicznych zostały poprowadzone głównie na podstawie map powierzchniowych i przekrojów, z uwzględnieniem dość licznych wierceń.

Płaszczowina skolska na płytszych ścięciach nie wykazuje większych różnic w porównaniu z obrazem powierzchniowym. Na głęb. 2000 m jest widoczne podnoszenie tej jednostki ku NW i ku E. Cofnięcie czoła płaszczowiny jest nierównomierne. Obserwuje się przełażdowanie tej jednostki z płaszczowiną podśląską. Na ścięciu –3000 m czoło nasunięcia tej płaszczowiny przesunęło się wyraźnie ku południowi, a jeszcze bardziej na ścięciu –4000 i –5000. Zachowana jest wewnętrzna obniżona strefa, w której obserwuje się zazębienie sukcesji skolskiej i podśląskiej.

Płaszczowina podśląska na głęb. 1000, 2000 i 3000 m na zachodzie tworzy brzeg nasuniętego fliszu, a na wschodzie wąski pas u czoła płaszczowiny śląskiej i kryje się pod tą płaszczowiną, nasuwa się zaś na płaszczowinę skolską. Połączone płaszczowiny skolska i podśląska występują także w oknie tektonicznym Żywca i w strefie okien między Wadowicami a Żegociną. Na S od Ustrzyk Dolnych na głęb. 3000, 4000 i 5000 m istnieje okno tektoniczne, w którym ukazuje się flisz należący — być może — do wschodniokarpackiej płaszczowiny borysławsko-pokuckiej lub do brzeżnej strefy płaszczowiny skolskiej.

Na głęb. 1000 i 2000 m czoło nasunięcia płaszczowiny śląskiej przesunęło się znacznie ku południowi, a obszar zajęty przez tę płaszczowinę uległ wyraźnemu ograniczeniu, szczególnie w części zachodniej. Obserwuje się pogłębienie łęków ku wschodowi, jednak ogólny obraz fałdów w depresji centralnej nie uległ zmianie. Południowy zasięg tej płaszczowiny wyznaczają wychodnie utworów dolnej kredy w oknach tektonicznych Sopotni Małej i Kurowa. Na głęb. 3000, 4000 i 5000 m w zachodniej części Karpat płaszczowina śląska jest bardzo zredukowana — tworzy tylko czapkę tektoniczną koło Żywca (–3000 m) i wąski pas wychodni u czoła jednostki dukielskiej w oknie tektonicznym ciągnącym się od Rabki po Nowy Sącz. Zwarty obszar utworów płaszczowiny śląskiej ciągnie się od Limanowej po wschodnią granicę państwa. Ogólny obraz tej płaszczowiny nie uległ większym zmianom. Widoczny jest ten sam obraz stromych fałdów, co na wyższych ścięciach.

Płaszczowina dukielska (wraz z jednostką grybowską i łuską przedmagurską) w zachodniej części Karpat na ścięciu –1000 m poszerzyła swą powierzchnię. We wschodniej części obserwuje się nieznaczne przesunięcie granic wychodni ku południowi. Czoło nasunięcia płaszczowiny magurskiej cofnęło się wyraźnie ku południowi. Na głęb. 2000 m w zachodniej części odsonił się znaczny obszar podłoża płaszczowiny magurskiej, zbudowany z utworów kredy — paleogenu jednostki dukielskiej i grybowskiej. Zmniejszył się natomiast obszar zajęty przez płaszczowinę magurską. Począwszy od głęb. 2000 m w rejonie Bielska-Białej spod nasuniętych jednostek fliszowych odsłania się coraz to większy obszar zajęty przez cokół krystaliczny bloku górnos Śląskiego. Od Babiej Góry po okolice Nowego Sącza jest widoczna jednostka dukielska z oknem tektonicznym, w którym ukazuje się płaszczowina śląska. Na głęb. 3000 m i 4000 m daleko ku południowi jest cofnięty brzeg płaszczowiny magurskiej.

Na głęb. 5000 m, zgodnie z wynikami badań magnetellurycznych, zostały zaznaczone obszary wyniesień podłoża krystalicznego, zbudowanego z wysokooporowych skał prekambry, a być może również ze słabo zmetamorfizowanych skał wendy, stanowiącego fundament młodokarpackiego masywu małopolskiego.

Karpaty wewnętrzne

Najbardziej północną jednostką tektoniczną Karpat wewnętrznych jest pieniński pas skałkowy. Jest to długa, lecz wąska jednostka o skomplikowanej budowie. Zarówno północna, jak i południowa granica pasa skałkowego ma charakter głębokich (6–7 km) dyslokacji, wzdłuż których jest on wyniesiony, tworząc pionowy zrąb.

Między pasem skałkowym a Tatrami znajduje się niecka Podhala, wypełniona paleogenem podhalańskim (eocen numulitowy i flisz podhalański). Głębokość niecki sięga poniżej 2000 m w pasie ciągnącym się wzdłuż pienińskiego pasa skałkowego. W podłożu paleogenu podhalańskiego w kil-

kunastu otworach nawiercono utwory znanych z Tatr płaszczowin reglowych. Są to utwory płaszczowiny reglowej dolnej (kriżniańskiej), środkowej (choczańskiej) i górnej (strażowskiej), różniące się facjami triasu (kajper karpacki w płaszczowinie kriżniańskiej, górnotriasowy Hauptdolomit w płaszczowinie choczańskiej i dolomit z Wetterstein w strażowskiej). Płaszczowina kriżniańska składa się z wielu płaszczowin cząstkowych, znanych z pasma reglowego w Tatrach. W otworach wiertniczych na Podhalu kilkakrotnie natrafia się na trias nasunięty na kredę lub jurę. Płaszczowiny reglowe sięgają do pienińskiego pasa skałkowego, lecz dawniej przekraczały go i sięgały na obszar zajęty dzisiaj przez płaszczowinę magurską. Zasadniczym rysem budowy jednostek kriżniańskich jest zastępowanie niższych jednostek przez wyższe — w miarę przesuwania się ku północy.

Bardzo charakterystyczna jest również obecność skrętów synklinalnych w spągu nasuniętych wyższych płaszczowin cząstkowych (Zakopane IG 1), co jest powszechnym zjawiskiem w Tatrach — zarówno w pasmie wierzchowym, jak i reglowym. Obecność zamkniętych od południa skrętów synklinalnych świadczy jednoznacznie o północnej wergencji nasunięć płaszczowinowych. Tak więc podłoże niecki podhalańskiej ma ten sam styl budowy co Tatry i stanowi ich wgłębne przedłużenie.

Na ścięciu –500 m północna granica paleogenu podhalańskiego jest zgodna z wychodniami powierzchniowymi, natomiast południowa granica jest znacznie przesunięta na północ od brzegu Tatr. Środkowa część Podhala jest wypełniona fliszem podhalańskim.

Wychodnie serii wierzchowej, leżącej na trzonie krystalicznym Tatr są nieco przesunięte ku północy i zundulowane transwersalnie. Nie ma już zupełnie nasuniętych płaszczowin wierzchowych Czerwonych Wierchów i Giewontu, które nie schodzą do depresji podtatrzańskiej. Jednostki kriżniańskie, znane z regli zakopiańskich, wykraczają poza brzeg Tatr i są w podłożu Zakopanego. Na wschodnim Podhalu można wydzielić kriżniańskie płaszczowiny cząstkowe, znane z Tatr Bielskich i z masywu Drużbaków na Spiszu. Na zachodnim Podhalu jednostki kriżniańskie są ścinane przez płaszczowinę choczańską (Siwej Wody), a ta z kolei — przez płaszczowinę strażowską (Furkaski–Korycisk), przedłużając się na Orawice.

Północna granica paleogenu podhalańskiego, kontaktującego wzdłuż pionowej dyslokacji z pienińskim pasem skałkowym jest niezmienna na wszystkich ścięciach. Natomiast południowa granica na głęb. 1000 m przesunęła się ku północy i przebiega tuż na południe od otworów Furmanowa IG 1, Poronin PAN i Bukowina IG 1.

Autochtoniczne wychodnie serii wierzchowej są przesunięte ku północy i schodzą do depresji podtatrzańskiej. W podłożu Zakopanego aż do Poronina znajdują się jednostki kriżniańskie znane z regli zakopiańskich, przy czym ku północy jednostki niższe są zastępowane przez wyższe. Wszystkie te jednostki są ścięte przez płaszczowinę choczańską w zachodniej części Podhala. Płaszczowiny strażowskiej na tej głębokości już nie ma.

Paleogen podhalański na głęb. 2000 m zachował się tylko w najgłębszej części niecki podhalańskiej, ciągnącej się wąskim pasem wzdłuż granicy z pienińskim pasem skałkowym.

Wychodnie trzonu krystalicznego przekraczają brzeg Tatr na odległość około 4 km. Wierchowa pokrywa autochtoniczna trzonu krystalicznego towarzyszy mu od północy, a w wierceniu Zakopane IG 1 w spągu nasunięcia reglowego są porwaki wierzchowe. W środkowej części Podhala widocznych jest kilka kriżniańskich płaszczowin cząstkowych.

W otworach wiertniczych trias wyższych jednostek jest nasunięty na kredę lub jurę niższych jednostek. Płaszczowina choczańska, znana z wiercenia Chochołów PIG 1, ścina wszystkie jednostki kriżniańskie.

Wzdłuż południowej granicy pienińskiego pasa skałkowego ciągnie się pas wychodni triasu (głównie dolnego), który należy — być może — do wychodzącej tu z głębi jednostki wierzchowej, nawierconej w otworze Bańska IG 1. Byłaby to więc jednostka zbliżona do haligowieckiej, wychodzącej na powierzchnię na Spiszu, na południe od przelomu Dunajca w Pieninach.

W Karpatach wewnętrznych na głęb. 3000 m nie ma już wychodni paleogenu podhalańskiego, a całe Podhale jest zajęte przez płaszczowiny reglowe. Trzon krystaliczny jest już w podłożu Zakopanego, a jego zundulowana wierzchowa pokrywa autochtoniczna sięga do Poronina. Dalej na północ znajdują się kriżniańskie płaszczowiny cząstkowe ścięte przez płaszczowinę choczańską. W otworze Chochołów PIG 1 poniżej kredy i jury został nawiercony tylko norzycki Hauptdolomit, lecz głębiej są zapewne utwory środkowego triasu.

Wzdłuż granicy z pienińskim pasem skałkowym jest zaznaczony trias jednostki wierzchowej, wydzwignięty wraz ze zrębem pienińskiego pasa skałkowego.

Na głęb. 4000 m trzon krystaliczny Tatr sięga już do linii wierceń Furmanowa PIG 1, Poronin PAN i Bukowina PIG 1, a towarzyszy mu od północy szeroki pas jego wierzchowej pokrywy autochtonicznej. Jest to seria podhalańska o facjach przejściowych między facjami wierzchowymi a facją haligowiecką. Mało prawdopodobny jest pogląd, że płaszczowiny reglowe są nasunięte na bardziej złożone podłoże, składające się z serii skałkowych i z serii egzotykowej. Korzenie płaszczowin skałkowych kryją się zapewne w strefie subdukcji pod nasuniętym masywem tatrzańskim, gdzie uległy przeobrażeniu.

Płaszczowiny kriżniańskie na tej głębokości tworzą już tylko wąski pas, ciągnący się w północnej części Podhala na południe od pienińskiego pasa skałkowego. Towarzyszy mu od północy hipotetyczny pas utworów wierzchowych, podniesionych wraz ze zrębem pienińskiego pasa skałkowego. Płaszczowiny choczańskie na tej głębokości już nie ma.

Na głęb. 5000 m trzon krystaliczny Tatr sięga już do połowy Podhala, a towarzyszący mu szeroki pas autochtonicznej serii wierzchowej — do Białego Dunajca. Płaszczowiny kriżniańskie tworzą wąską i długą czapkę tektoniczną, przecinającą całe Podhale niemal dokładnie pod najgłębszymi wychodniami paleogenu Podhala. Dalej na północ ciągnie się wąski pas serii wierzchowej, podniesiony wraz ze zrębem pienińskiego pasa skałkowego.

Podsumowanie i dalsze perspektywy badawcze

Mapy geologiczne ścięcia poziomego Polski na głębokościach 500, 1000, 2000, 3000, 4000 i 5000 m p.p.m. w sposób syntetyczny przedstawiają wgłębna budowę kraju. Obraz budowy Polski na tych mapach jest zupełnie nowy i nigdy nie był opisywany. Opracowanie to jest oparte na ogromnej liczbie wierceń oraz na mapach i przekrojach geofizycznych. Wiarygodność map jest więc duża, jednak różna w różnych częściach map i maleje wraz z głębokością.

Mapy geologiczne ścięcia poziomego przedstawiają nowy, nie znany dotychczas obraz wgłębnej budowy kraju. Ponieważ obejmują one całą Polskę, to obok wykonanych już dawniej map odkrytych, staną się jedynymi mapami

geologicznymi, które przedstawiają aktualny obraz głębokiej budowy Polski. Mapy ścienia poziomego będą wykorzystywane do planowania przyszłych głębokich wierceń, do wielkich syntez geologiczno-strukturalnych oraz do prezentacji osiągnięć polskiej geologii głębokiej na międzynarodowych kongresach i sympozjach geologicznych.

Mapy te zostaną wkrótce wydane jako *Atlas map geologicznych ścienia poziomego Polski w skali 1 : 750 000*. Powinny być również opublikowane w postaci map ściennych w skali 1 : 500 000. Już obecnie jest zapotrzebowanie na takie mapy w Polskim Górnictwie Naftowym i Gazownictwie oraz w instytutach geologicznych i geograficznych różnych uniwersytetów, gdyż świetnie się nadają do celów dydaktycznych.

Wykonane obecnie mapy powinny być stale aktualizowane jako mapy dyżurne służby geologicznej. Mapy te, jako barwne mapy planisekcyjne, w bardzo prosty i zrozumiały sposób przedstawiają głębłą budowę kraju na różnych głębokościach. Uzupełnione przekrojami, stanowią przestrzenny model budowy Polski, przedstawiając geometrię struktur tektonicznych, należących do różnych pięter strukturalnych, na jednej mapie. Zagęszczenie map co 500 m oraz chęć udziału w tym przedsięwzięciu było sugerowane przez przedstawicieli Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa podczas sesji naukowej w listopadzie 1995 r., poświęconej przedstawieniu budowy geologicznej Polski na mapach ścienia poziomego. Mapy te powinny być scyfrowane i stale uzupełniane o dochodzące nowe dane. Skomputeryzowanie danych pozwoli na wydruk map na dowolnych głębokościach i w dowolnej skali. Mapy te będą miały powszechne zastosowanie w bieżących poszukiwaniach naftowych i będą wykorzystywane przez przedsiębiorstwa poszukiwawcze. Są to podstawowe mapy w rozmowach koncesyjnych. Mapy ścienia poziomego będą bezpośrednio przydatne w programie głębokich badań geofizycznych i geologicznych obszaru Polski (Guterch i in., 1996), gdzie już są częściowo wykorzystywane. W tym celu należy je pogłębić do poziomu –6000 m, a może nawet głębiej.

Odrębne perspektywy badawcze dotyczą mapy ścienia poziomego na poziomie morza. Mapa taka będzie bezpośrednio przydatna w poznaniu płytkiej budowy kraju oraz do dokonania redukcji grawimetrycznych. Przedstawienie budowy Polski na poziomie 0 m będzie dotyczyło głównie zagadnień trzeciorzędowych i czwartorzędowych oraz skomplikowanej problematyki paleoreliefu. Będzie się ona składała z arkuszy w skali 1 : 200 000.

Mapa taka będzie oparta na danych z wierceń, wykorzystanych do konstrukcji głębokich map geologicznych ścienia poziomego Polski, z dziesiątków tysięcy danych w zkomputeryzowanych bazach danych oraz z wielu dziesiątków tysięcy płytkich wierceń i sondowań stosowanych w badaniach czwartorzędu, trzeciorzędu i w opracowaniach hydrogeologicznych.

L i t e r a t u r a

ANDERSON D. & DZIEWOŃSKI A. 1984 — Pour la Science, Paris, 86: 20–31.
 BAKIROW A.A., BAKIROW E.A., MIELIK-PASZAJEW W.S., MUZYCZENKO N.W., FOMKIN K.W. & JUDIN G.T. 1973 — Poszukiwanie i rozpoznawanie złóż ropy naftowej i gazu ziemnego. Wyd. Geol.
 BOHDANOWICZ K. 1912 — Rudnyje miastorozdijenija. St. Petersburg.

BOHDANOWICZ K. 1952 — Surowce mineralne świata. T. I. Wyd. pośmiertne pod red. E. Rühlego i M. Tyskiej. Pr. Spec. Państw. Inst. Geol., nr 2.
 BUŁA Z. 1996 — Górnośląskie Zagłębienie Węglowe i jego obrzeżenie. [In:] Mapy ścienia poziomego Polski w skali 1 : 500 000. CAG nr 2874/96.
 DADLEZ R. 1970 — Szkic geologiczny Niżu Polskiego na poziomie –3000 m, 1 : 1 000 000. Program badań stosunków wgłębnych na Niżu Polskim do 1970 r. i na lata dalsze [red. S. Tyski]. Inst. Geol., Warszawa.
 GŁUSZKO W.W. (red.) 1980 — Głębinyje geologiczeskije sriezy zapadnych obłastiej Ukrainy. Objasnitielnaja zapiska k geologiczeskim kartam territorii zapadnych obłastiej Ukrainy na sriezach –3000, –5000 i –7000 m massztaba 1 : 500 000. Min. Gaz. Prom. SSSR, Mingeo USSR, Kijew.
 GUTERCH A., LEWANDOWSKI M., DADLEZ R., POKORSKI J., WYBRANIEC S., ŻYTKO K., GRAD M., KUTEK J., SZULCZEWSKI M. & ŻELAŻNIEWICZ A. 1996 — Publ. Inst. Geophys. Pol. Ac. Sci., M-20, Warszawa, 294: 1–44.
 HAKENBERG M. & ŚWIDROWSKA J. 1996 — Niecka miechowska i jej podłoże. [In:] Mapy ścienia poziomego Polski w skali 1 : 500 000. CAG nr 2874/96.
 IWANOW A. 1996 — Pokrywa permsko-mezozoiczna na Niżu Polskim. Ibidem.
 KARNKOWSKI P.H. 1996 — Utwory permu i ich podłoże na Niżu Polskim. Ibidem.
 KOTAŃSKI Z. 1970 — Prz. Geol., 18: 442–447 i 489–506.
 KOTAŃSKI Z. 1972 — Geol. za Granicą, 13: 80–103.
 KOTAŃSKI Z. 1987 — Geologiczna kartografia wgłębna. Wyd. I, Wyd. Geol.
 KOTAŃSKI Z. 1989 — Geologiczna kartografia wgłębna. [In:] Kartografia geologiczna. Cz. 3, Wyd. Geol.
 KOTAŃSKI Z. 1990 — Geologiczna kartografia wgłębna. Wyd. II, Wyd. Geol.
 KOTAŃSKI Z. 1996 — Karpaty wewnętrzne. [In:] Mapy ścienia poziomego Polski w skali 1 : 500 000. CAG nr 2874/96.
 KOTAŃSKI Z. & SOKOŁOWSKI J. 1971 — Podstawowe zasady i metody geologicznej kartografii wgłębnej. Wyd. Geol.
 MAREK S. & PAJCHŁOWA M. (red.) 1997 — Pr. Państw. Inst. Geol. 153: 452.
 MORYC W. 1996 — Przedgórze Karpat. [In:] Mapy ścienia poziomego Polski w skali 1 : 500 000. CAG nr 2874/96.
 PAJCHŁOWA M. 1962 — Mapa geologiczna Polski na poziomie morza. CAG.
 PATYK M. 1969a — Mapa geologiczna platformowej części Polski na powierzchni –1000 m, –2000 m i –3000 m p.p.m. w skali 1 : 500 000. Arch. Geonafta, Zjedn. Górn. Naft. Warszawa.
 PATYK M. 1969b — Mapa geologiczna platformowej części Polski na powierzchni –500 m p.p.m. w skali 1 : 500 000. Ibidem.
 RADWAŃSKI S. 1975 — Mapy geologiczne ścienia poziomego Polski w skali 1 : 500 000, na głębokości –1000, –2000, –3000, –4000 i –5000 m. Inst. Geol. Warszawa.
 RÓŻYCKI S.Z. (red.) 1953 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski. Arkusz Warszawa. PIG, Warszawa.
 RUDKIEWICZ M.J. (red.) 1970 — Atlas strukturalnych, paleotektonicznych kart i geologicznych kart srieza dla territorii Zapadno-Sibirskoj Nizmiennosti 1 : 5 000 000. Tiumeń.
 RYKA W. & JACKOWICZ E. 1996 — Podłoże krystaliczne starej platformy. [In:] Mapy ścienia poziomego Polski w skali 1 : 500 000. CAG nr 2874/96.
 SAWICKI L. 1996 — Sudety i Przesudacie. Ibidem.
 TEISSEYRE H. 1932 — Spraw. PIG, Warszawa, 7: 319–336, 348.
 TOMCZYK H. 1996 — Pokrywa paleozoiczna starej platformy, Góry Świętokrzyskie i masyw małopolski. [In:] Mapy ścienia poziomego Polski w skali 1 : 500 000. CAG nr 2874/96.
 TYSKA M. & TYSKI S. 1952 — Dokumentacja geologiczna pod budowę Pałacu Kultury i Nauki w Warszawie. CAG nr 4032/394. Geol. Inżynierska.
 ŻYTKO K. — Karpaty zewnętrzne. [In:] Mapy ścienia poziomego Polski w skali 1 : 500 000. CAG nr 2874/96.