

Stanisław KUBICKI, Waclaw RYKA, Jerzy ZNOSKO

Tektonika podłoża krystalicznego prekambryjskiej platformy w Polsce

UWAGI OGÓLNE

Podłoże krystaliczne północno-wschodniej części obszaru Polski stanowi dolne piętro prekambryjskiej platformy Wschodniej Europy. Jest to jednostka tektoniczna wyższego rzędu. Obszar jej badań w Polsce wyznacza na północy i wschodzie granica państwa, a od strony zachodniej i południowo-zachodniej część brzeżna platformy prekambryjskiej, rozwinięta na strefie tektonicznej linii Teisseyre'a o przebiegu NW-SE (J. Znosko, 1969). Ta strefa tektoniczna, wyrażona systemem wgłębnych rozłamów założonych przed wendem, wyraźnie ogranicza obszar prekambryjskiej konsolidacji. Wykazuje ona długo jeszcze żywotność, doprowadzając w paleozoiku i mezozoiku do wytworzenia się nałożonych na siebie depresji brzeżnych, których osie podłużne są w stosunku do siebie przesunięte.

Pokrywa osadowa fundamentu krystalicznego wykazuje zróżnicowaną, ale przeważnie dość dużą miąższość. Jej zmienne miąższości świadczą o znacznej i zróżnicowanej ruchliwości fundamentu platformy. Ruchliwość ta wyrażała się szerokopromiennymi spaczeniami fundamentu w postaci wygięć i ugięć, którym mogła towarzyszyć, albo na które nakładała się tektonika dysjunktywna. Wielokrotne wznawianie się procesów erozyjnych doprowadziło do powszechnego usunięcia starszych kompleksów pokrywy osadowej i do głębokiego ścięcia erozyjnego fundamentu krystalicznego, które znajduje swój wyraz w drastycznym stosunku podłoża do jego pokrywy osadowej. Pomiedzy krystalinikiem a jego pokrywą osadową brak jest serii przejściowych — wyższego czy też najwyższego piętra strukturalnego fundamentu krystalicznego. Są one usunięte powszechnie i prawie w całości; na głęboko metamorficznym podłożu spoczywa wprost pokrywa osadowa i tym wyrażona jest jedna z najbardziej charakterystycznych cech starych platform.

W wyniku zróżnicowanej ruchliwości podłoża krystalicznego charakteryzującej się ogólnym spaczeniem, tj. ugięciem lub wygięciem określonych jego części, ustalił się erozyjny plan powierzchniowego roz-

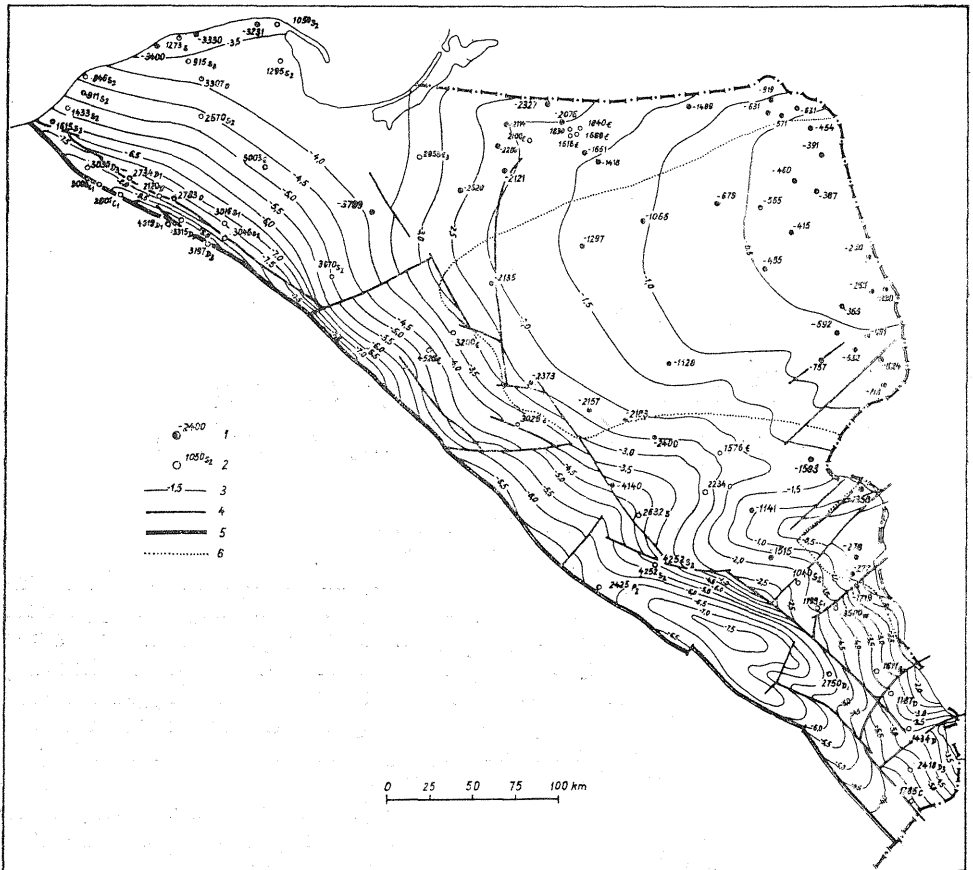


Fig. 1. Ukształtowanie stropu podłoża krystalicznego platformy prekambryjskiej w Polsce

Morphology of the top of the crystalline basement of the pre-Cambrian platform in the area of Poland

1 — otwory wiertnicze osiągające krystaliczne podłożę, cyfra oznacza głębokość w metrach stropu krystaliniku w stosunku do poziomu morza; 2 — otwory wiertnicze nie osiągające podłoża krystalicznego, cyfra oznacza głębokość otworu a symbol literowy indeks stratygraficzny skał, w których zakończono wiercenie; 3 — izolowanie głębokości stropu krystaliniku; 4 — ważniejsze uskoki; 5 — strefa wgłębnego rozłamu tektonicznego, stanowiąca granicę zwartego rozprzestrzenienia fundamentu krystalicznego prekambriu; 6 — granica rozprzestrzenienia utworów paleozoicznych równoznaczna wychodniom utworów paleozoicznych na podmezozoiczną powierzchnię

U w a g a: Przy sporządzaniu mapy ukształtowania stropu krystaliniku żużytkowano liczne sondowania refrakcyjne i pomiary sejsmiczne.

1 — bore hole that reach the crystalline basement; figure determines the depth of crystalline basement top in metres, in relation to the sea level; 2 — bore holes that do not reach the crystalline basement; figure determines the depth of bore hole, and letter means the stratigraphical index of rocks in which the bore hole terminates; 3 — contour lines of the depth of the crystalline basement top; 4 — more important faults; 5 — zone of deep tectonic fracture making the boundary of the uniform extent of the pre-Cambrian crystalline basement; 6 — boundary of the Paleozoic formations, which corresponds to the outcrops of Palaeozoic formations on the sub-Mesozoic surface

N o t e: During plotting the map of morphology of the crystalline basement numerous refraction and seismic data have been used

przestrzenienia kompleksów gotyjskich, subjotnickich i jotnickich. Pierwotnie miały one większe rozprzestrzenienie. „Zondulowanie” fundamentu krystalicznego, jeszcze przed osadzeniem się pokrywy wendyjskiej, doprowadziło do zupełnego albo prawie zupełnego usunięcia kompleksów gotyjskich, subjotnickich i jotnickich z wyniesionych części podłoża. Zachowały się one w obniżonych partiach fundamentu. W dzisiejszym stanie zachowania się tych kompleksów mogłoby to sugerować ich pierwotnie równoleżnikowe rozprzestrzenienie, wbrew oczywistym rozciągłościom strukturalnym, poznanym dobrze na obszarze południowej Szwecji i wbrew równie dobrze wyrażonej meridionalnej tektonice dysjunktywnej i związanymi z nią rozciągłościami wulkanitów subjotnickich i jotnickich.

Odsłonięte erozyjnie na południu Szwecji i Finlandii kompleksy gotyjskie, subjotnickie i jotnickie zanurzają się ku południowi pod pokrywą osadową i zapewne podścielają pokrywą osadową niecki perybałtyckiej. Południową erozyjną granicę tych kompleksów stwierdzamy pod pokrywą osadową na północnym skłonie krystaliniku garbu mazursko-suwalskiego.

Procesy erozyjne razem z późniejszą działalnością tektoniczną, włącznie dysjunktywną, doprowadziły do określonego ukształtowania stropowej powierzchni krystalicznego podłoża (fig. 1). Według tego ukształtowania wyróżnia się następujące obniżone i wyniesione jego części: obniżenie perybałtyckie, garb mazursko-suwalski, obniżenie podlaskie, zrąb Sławatycz i obniżenie nadbużańskie (J. Znosko, 1970). Formowanie się tych jednostek tektoniczno-morfologicznych rozpoczęło się przed wendem i kambrem, a miejscami trwało jeszcze na przełomie dewonu i karbonu (J. Znosko, 1966).

W pokrywie osadowej wyróżnia się dwa główne kompleksy strukturalne, a mianowicie dolny, na który składają się powszechnie skały kambro-sylurskie na północy lub wendyjsko-karbońskie na południu, oraz górny, który tworzą skały permio-kenozoiczne na północy lub jurajsko-kenozoiczne na południu. Oddzielone są one od siebie albo niewielką, ale regionalną niezgodnością kątową, czyli mają zróżnicowane plany układów strukturalnych, albo też różnej wielkości luką stratygraficzną, wreszcie różnymi granicami rozprzestrzenienia, szczególnie przy przekraczającym ułożeniu młodszego kompleksu na starszym kompleksie strukturalnym. Dolny kompleks zalega depresyjne partie powierzchni krystaliniku i skłony jego wyniesień. Brak go jest na osiowych częściach garbu mazursko-suwalskiego, gdzie zredukowana jest również i dolna część górnego kompleksu strukturalnego i gdzie wskutek tego bezpośrednio na krystaliniku leżą osady jury środkowej.

Ze składu pokrywy osadowej wynika, że konsolidacja jej fundamentu zakończyła się w górnym proterozoiku — przed wendem, a dokładniej — po gotyjskim stadium tektoniczno-morfologicznym, zakończonym denudacją górotworu i pogłębionym spenepienizowaniem pregotyjskich łańcuchów górskich. W górnym proterozoiku założyły się młodsze, a także odmłodziły starsze rozłamy węglębne. Zdeterminowały one dalszy rozwój tektoniczny tego obszaru, powodując rozczłonowanie go na elewacyjne i depresyjne jednostki tektoniczno-morfologiczne o głęboko, bo aż do krystalicznych korzeni, ściętym podłożu i zróżnicowanej pokrywie osadowej.

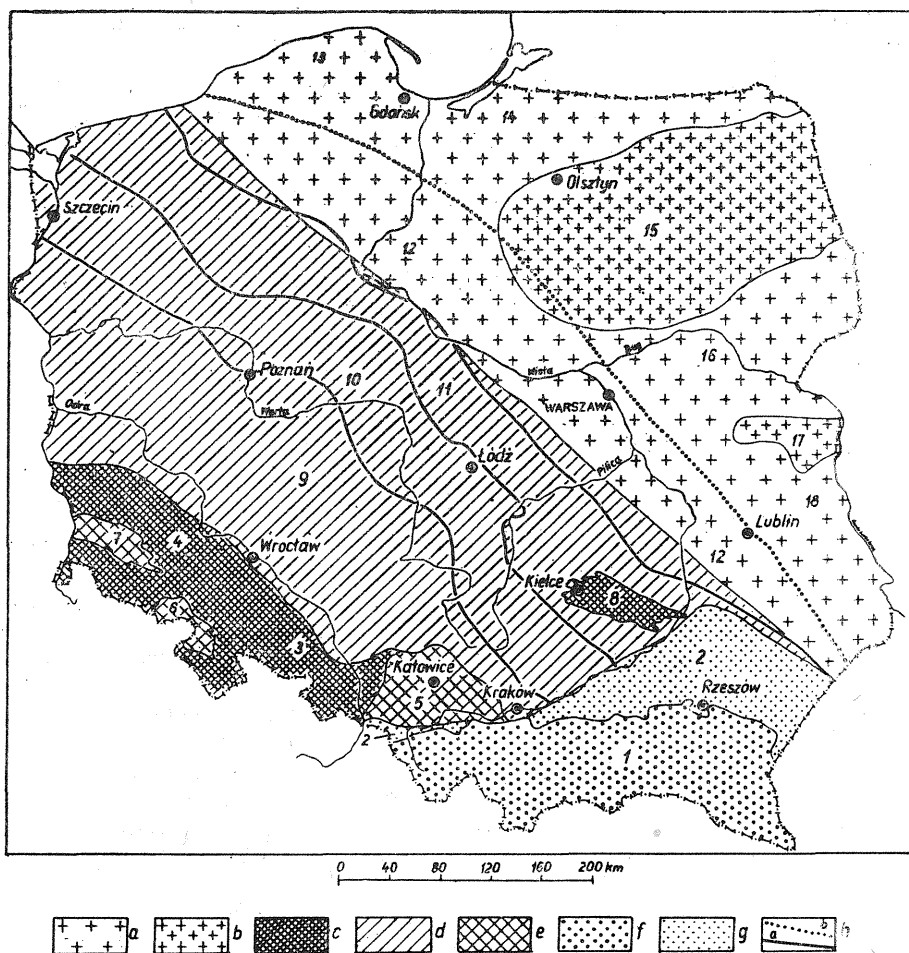


Fig. 2. Jednostki tektoniczne Polski

Tectonic units of Poland

platforma prekambryjska: a — obniżone części fundamentu krystalicznego o grubej pokrywie osadowej, b — wzniesione części fundamentu krystalicznego o cienkiej pokrywie osadowej; obszary fałdowań paleozoicznych: c — paleozooidy (kaledonidy i waryscydy) na powierzchni lub pod bardzo cienką pokrywą osadową, d — platforma paleozoiczna, e — waryscyjskie zapadliska orogeniczne; obszary fałdowań alpejskich (alpidy), f — Karpaty, g — zapadlisko przedgórskie; h — granice jednostek tektonicznych (a), granice umowne jednostek tektonicznych (b); 1 — Karpaty (Tatry, Pieniny, Karpaty fliszowe); 2 — zapadlisko przedkarpackie; 3 — Sudety Wschodnie (łańcuch morawsko-śląski); 4 — Sudety Zachodnie i blok przedsudecki; 5 — zapadlisko śląsko-krakowskie (Górnośląskie Zagłębie Węglowe); 6 — zapadlisko południowosudeckie (Wałbrzyskie Zagłębie Węglowe); 7 — zapadlisko północnosudeckie; 8 — Góry Świętokrzyskie, 9 — monoklina przedsudecka i śląsko-krakowska; 10 — niecka szczecińska, mogileńsko-łódzka i miechowska; 11 — wał środkowopolski; 12 — niecka brzeźna; 13 — wyniesienie Łęby; 14 — obniżenie (niecka, synekliza) perybaltyckie; 15 — wyniesienie (garb, antekliza) mazursko-suwalskie; 16 — obniżenie podlaskie; 17 — wyniesienie (zrąb) Sławatycz; 18 — obniżenie (niecka, synekliza) nadbużańskie

Uwaga: Zachodnią granicę platformy prekambryjskiej należy rozumieć przede wszystkim jako wgłębna strefę, która ogranicza sżywny blok o konsolidacji prekambryjskiej. Pod pokrywą osadową mogą istnieć nasunięcia mas paleozoicznych na prekambryjskie przedmurze; w takich przypadkach leżą one przekraczająco ponad strefą wgłębnej granicy kratonu prekambryjskiego. →

Krystalinik polskiej części platformy prekambryjskiej Wschodniej Europy stanowi jej zachodnią, brzeżną część. Garb mazursko-suwalski, o przebiegu prawie równoleżnikowym, jest zachodnim przedłużeniem wyniesienia białoruskiego. Północne skrzydło anteklizy mazursko-białoruskiej przechodzi w obniżenie (syneklizę) perybałtyckie. Północno-zachodnie skrzydło tego obniżenia nazywane bywa często wyniesieniem Łeby, które nie jest samodzielną jednostką tektoniczną, a jego fundament krystaliczny stanowi w zasadzie podbałtyckie przedłużenie południowego skłonu tarczy bałtyckiej.

Zrębowe wyniesienie Sławatycz jest zachodnim przedłużeniem zrębu Ratna. Jego fundament razem z krystalinikiem obniżenia nadbużańskiego reprezentuje w różnym stopniu zanurzoną północno-zachodnią i zachodnią, brzeżną część krystaliniku odsłoniętego w tarczy ukraińskiej. Podłoże krystaliczne garbu mazursko-białoruskiego i zrębu Sławatycz rozdziela obniżenie podlaskie. Ma ono również zrębowe założenia i przechodzi na wschodzie poprzez pomost poleski w rów prypecki, który z kolei za pośrednictwem zrębu bragińskiego łączy się z rowem (aulakogenem) dniewprowsko-donieckim.

Kluczowym zagadnieniem dla tektoniki Europy jest przebieg południowo-zachodniej granicy platformy prekambryjskiej. Wyczerpującą analizę poglądów na ten temat przedstawił J. Znosko (1964, 1965, 1970). Przyпуска się, że granicę tę wyznacza strefa wgłębnych rozłamów, tworzących tektoniczną strefę linii Teisseyre'a o cechach lineamentu. Ma ona charakter szwu tektonicznego, wzdłuż którego do platformy prekambryjskiej przyrosło dolne piętro strukturalne platformy paleozoicznej (kaledońskiej). W Polsce północno-zachodniej, ze względu na dużą miąższość pokrywy osadowej, brak jest jednoznacznych danych o położeniu brzeżnej krawędzi krystaliniku platformy prekambryjskiej, jak również o jej charakterze. Wyniki wiercenia Gościno, gdzie pod epikontynentalnym dewonem stwierdzono staropaleozoiczne fility (J. Czermiński, 1967), sugerują, że również i tu do platformy prekambryjskiej przyrosło podłoże kaledońskie. Strefa rozłamów wgłębnych w dolnym paleozoiku musiała być wielokrotnie odmładzana, a aktywność jej stopniowo wygasła w trakcie formowania się pokrywy osadowej, wspólnej już dla obu platform — prekambryjskiej i paleozoicznej.

Pre-Cambrian platform: a — lowered parts of the crystalline basement with thick sedimentary cover, b — elevated parts of the crystalline basement with thin sedimentary cover; Areas of Palaeozoic foldings: c — Palaeozooides (Caledonides and Variscides) on the surface or under a thin sedimentary cover, d — Palaeozoic platform, e — Variscan orogenic deeps; Areas of Alpine foldings (Alpides): f — Carpathians, g — foredeep, h — boundaries of tectonic units (a), conventional boundaries of tectonic units (b); 1 — Carpathians (Tatras, Pieniny Klippen Belt, flysch Carpathians); 2 — Carpathian foredeep; 3 — East Sudetes (Moravian-Silesian chain); 4 — West Sudetes and Fore-Sudetic block; 5 — Silesian-Cracow basin (Upper Silesian Coal Basin); 6 — South-Sudetic basin (Wałbrzych Coal Basin); 7 — North-Sudetic basin; 8 — Świętokrzyskie Mountains; 9 — Fore-Sudetic Monocline and Silesian-Cracow monocline; 10 — Szczecin trough, Mogilno-Lódź trough, and Mięchów trough; 11 — Middle-Polish swell; 12 — marginal trough; 13 — Leba elevation; 14 — Peri-Baltic depression (trough, syncline); 15 — Mazury-Suwałki elevation (hump, anticline); 16 — Podlasie depression, 17 — Sławatycze elevation (horst), 18 — Bug depression (trough, syncline)

Note: The western boundary of the pre-Cambrian platform should above all be understood as a deep zone that restricts the rigid block of pre-Cambrian consolidation. Overthrusts of Palaeozoic masses onto the pre-Cambrian foreland can exist under the sedimentary cover there. If so, they rest transgressively above the zone of deep boundary of the pre-Cambrian craton

Przypuszcza się, że wszystkie jednostki tektoniczno-morfologiczne platformy prekambryjskiej w Polsce mają założenia uskokowe. Powodują one w zależności od rozmiarów bloków podłoża krystalicznego drastyczniejsze lub łagodniejsze wyrażenie zrębowego charakteru usztywnionego podłoża. Z tymi głębokimi założeniami tektonicznymi fundamentu genetycznie związana jest dysjunktywna tektonika pokrywy osadowej, szczególnie jej dolnego, a częściowo i górnego kompleksu strukturalnego.

Analizując granicę platformy prekambryjskiej w Polsce można przyjąć, że ma ona pokarelskie, a przewendyjskie założenia tektoniczne. Najprawdopodobniej jest ona współczesna procesowi gotyjskiej dezintegracji starych platform.

Rozwój krystaliniku platformy prekambryjskiej zmierzał w kierunku konsolidacji, której stopień szczególnie pogłębił się w epoce gotyjskiej. Natomiast odspojone bloki krystaliniku prakarpacciego, sudeckiego, górnośląskiego i wiele innych włączone zostały w młodsze rozwój geosynklynalno-metamorficzne i realizowały sukcesywnie swoją konsolidację w cyklach: assyntyjskim, kaledońskim, warycyjskim i alpejskim.

Późniejsze procesy górotwórcze w obrzeżających geosynklinach powodowały pionowe ruchy skonsolidowanego krystaliniku. Wpływ tych ruchów widoczny jest w brzeżnej, zwłaszcza w południowo-zachodniej strefie platformy prekambryjskiej, np. w wyniesieniu Sławatycz i obniżeniu nadbużańskim lub w zachodniej części wyniesienia mazursko-suwalskiego, gdzie utworzyły się młode rowy tektoniczne Płońska-Zuromina i Nasielska, manifestujące się zarówno w krystalicznym fundamencie, jak i w jego pokrywie osadowej (R. Dadlez, S. Marek, 1969).

EWOLUCJA KRYSTALICZNEGO FUNDAMENTU

Skały fundamentu krystalicznego reprezentują różne ogniwa stratygraficzne prekambriu. Ewolucja tych skał była złożona, gdyż w młodszych cyklach orogenicznych utwory starsze ulegały regeneracji. Stosunkowo mało przydatne dla potrzeb stratygrafii okazały się wyniki oznaczeń geochronologicznych minerałów i skał, wskazujące na ich środkowo- i górno-proterozoiczny wiek. W tym czasie na większość skał oddziaływało nasilenie, a następnie wygasanie procesów najmłodszych przeobrażeń prowadzących do odmłodzenia wieku skał krystalicznego fundamentu.

Najstarszy kompleks stanowią granitoidy kurpiowskie, wyodrębnione wraz z granitoidami intruzji pułtuskiej jako kompleks mazowiecki. W obrazie magnetycznym charakteryzują się one spokojnym, mało kontrastowym, mozaikowym polem, podkreślającym ich skontaminowany charakter.

Drugim podobnym do poprzedniego jest kompleks dobrzyński, który wraz z trzecim kompleksem — pomorskim reprezentują masywy granitoidowe. Kompleksy te zbudowane są z granitoidów metamorficznych, granitognejsów i gnejsogranitów o składzie granitów alkalicznych. Zawierają one migmatyty i reliktove struktury słabo zhomogenizowanych gnejsów. Substrat tych skał został zrekrytalizowany w cyklu gotyjskim, ale granityzacja i migmatyzacja były wcześniejsze — svekofenno-karelska lub nawet presvekofenno-karelska. Masywy granitoidowe tworzą kopuły, które wymusiły kierunki na otaczających je svekofenno-karelskich struk-

turach reprezentowanych przez kompleks podlaski, ciechanowski i kaszubski.

Odwzorowaniem głęboko zakorzenionych svekofenno-karelskich struktur migmatytowo-gnejsowych są pasmowe obrazy pól magnetycznych i sił ciężkości, charakteryzujące się ponadto dużymi amplitudami ano-

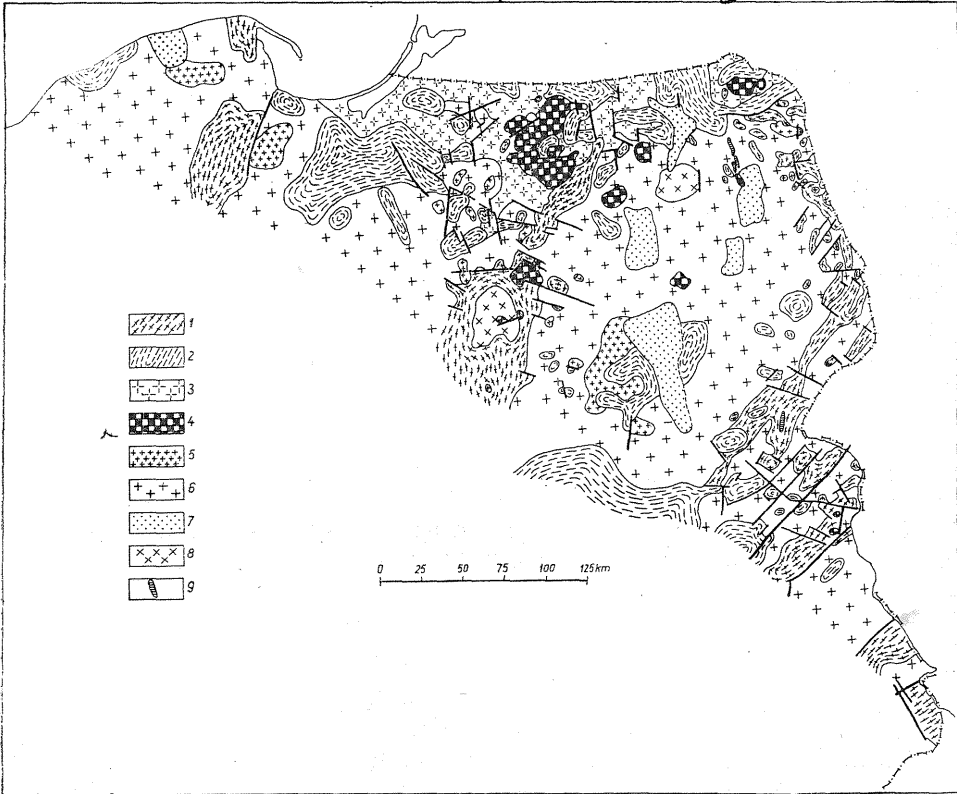


Fig. 3. Mapa odkryta podłoża krystalicznego platformy prekambryjskiej w Polsce
Uncovered map of the crystalline basement of the pre-Cambrian platform in the area of Poland

1 — migmatyty, gnejsy, granulity; 2 — gnejsy, łupki metamorficzne; 3 — granity porfirowate; 4 — gabro, noryty, anortozyty; 5 — granity magmowe; 6 — granity metasomatyczne; 7 — łupki kwarcytowe, kwarcyty; 8 — sjenity; 9 — diabazy

1 — migmatites, gneisses, granulites; 2 — gneisses, metamorphic schists; 3 — porphyrocratic granites; 4 — gabbros, norites, anorthosites; 5 — magmatic granites; 6 — metasomatic granites; 7 — quartzite schists, quartzites; 8 — syenites; 9 — diabases

malij oraz zróżnicowanymi ich wartościami. Bardziej zgradowane strzępy struktur migmatytowo-gnejsowych ujawniają się w obrazie geofizycznym mozaikowo-pasmowymi anomaliami. Najlepiej rozpoznany jest podlaski kompleks metamorficzny suprakrustalnego pochodzenia (W. Ryka, 1964). Wyróżnia się w nim gnejsy i migmatyty oraz synorogeniczne svekofenno-karelskie granitoidy, często skatakazowane i zmylonityzowane,

które otrzymały lokalne nazwy serii białczańskiej, wisznickiej, narewkońskiej i czarnohańczańskiej. Migmatyty tworzą zazwyczaj osłonę gnejsów na kontakcie z granitoidami metamorficznymi.

Gnejsy i łupki metamorficzne są składnikami intrastruktur synklinoriałnych, odznaczających się w obrazie geofizycznym podwyższonym i zaburzonym polem dodatnich pasmowych anomalii magnetycznych, pokrywających się często z dodatnimi pasmowymi anomaliami grawimetrycznymi. Intrastruktury wyróżniające się spokojnym polem magnetycznym o obniżonych wartościach zbudowane są z granitoidów metamorficznych z reliktowymi segregacjami gnejsów i migmatytów.

Regułą budowy kompleksu podlaskiego jest wyścielenie migmatytami stref pomiędzy gnejsami a granitoidami. Wyjaśnienie tych prawidłowości podał B. W. Bondarenko (1970), wykazując je w krystaliniku Białorusi. Stwierdził on, że kontakty gnejsów z granitoidami są strefami tektonicznymi, obfitującymi w mylonity i kataklazyty. Produkty metamorfizmu dynamicznego w strefach zluźnień tektonicznych ulegały stosunkowo łatwo przebudowie w czasie gotyjskiej regionalnej granityzacji i migmatyzacji. Zdyferencjowana ruchliwość poszczególnych elementów kompleksu podlaskiego spotęgowała penepłenizację górotworu svekofenno-karelskiego i przyczyniła się do intensywnego rozwoju tektoniki dysjunktywnej oraz dezintegracji skał wzdłuż linii tektonicznych.

Stratygrafię polimetamorficznych zespołów pochodzenia suprakrustalnego, dla których wyniki oznaczeń geochronologicznych okazały się mało efektywne, oparto na wynikach badań petrograficznych (W. Ryka, 1964, 1967). Wyróżniono następujące etapy przeobrażeń skał: etap, który zachodził w warunkach facji granulitowej i hornfelsowej; etap, w którym przeobrażenia przebiegały w warunkach pełnego zakresu facji amfibolitowej; etap, który charakteryzował się przeobrażeniami w płytszych zakresach facji amfibolitowej; najmłodszy etap, w którym przeobrażenia zachodziły w warunkach typowych dla głębszych zakresów facji zieleńcowej, a ponadto charakteryzowały się one granityzacją i migmatyzacją gnejsów oraz łupków metamorficznych.

Na podstawie zróżnicowania skał spowodowanego tymi procesami wydzielono serie metamorficzne, łącząc je w kompleksy strukturalne (W. Ryka, 1964; O. Juskowiak, W. Ryka, 1970). Serie te różnią się składem mineralnym, strukturą i teksturą oraz ilością i intensywnością poszczególnych etapów przeobrażeń, a także stopniem zaawansowania granityzacji i migmatyzacji. Na tej podstawie wyróżniono w kompleksie podlaskim serie skał metamorficznych: czarnohańczańską, augustowską, rajgrodzką, wojnowską dolną, krynkowską, narewowską, białowieską, niemirowską, krzniańską i hanniańską; w ciechanowskim kompleksie svekofenno-karelidów serię mrağowską i nie rozczłonowany kompleks kaszubki. Zbudowane są one z gnejsów biotytowych, biotytowo-sylimanitowo-kordierytowych, amfibolitów, skał amfibolowych i piroksenowych, z migmatytów i granitognejsów, a lokalnie enderbitów, granulitów piroksenowych, granulitów i czarnokitów. Skały te charakteryzują się stromym ułożeniem, najczęściej pod kątami 70—90°, najprawdopodobniej izoklinalnym sfałdowaniem, lokalnie silną kataklazą wyrażoną mylonityzacją i zbrekcjowaniem. Skały facji granulitowej kompleksu podlaskiego zachowały się w rejonie Mielnika — Białowieży oraz Sejn — Krasnopola.

W każdym przypadku współwystępowania skał facji granulitowej i hornfelsowej ze skałami facji amfibolitowej obserwuje się zgodną superpozycję pasmowych dodatnich anomalii magnetycznych i dużych pasmowych wyżów grawimetrycznych, które podkreślają głębokie zakorzenie struktur metamorficznych. Granulity piroksenowe, gabro-amfibolity, leukogabro-anortozyty i podobne skały można rozpatrywać jako przeobrażone produkty inicjalnego magmatyzmu. W podłożu svekofenno-karelskim utworów migmatytowo-gnejsowych występują prawdopodobnie zrekrytalizowane, starsze masywy granitoidowe.

Z powyższych ustaleń można by wnioskować, że krystalinik platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce praktycznie jest pozbawiony najstarszego prekambru, albowiem archaiczny substrat został prawie całkowicie zregenerowany w cyklu svekofenno-karelskim i gotyjskim.

Na południowo-zachodnim skłonie wyniesienia mazursko-suwałskiego, w obniżeniu podlaskim i północno-zachodnim skłonie zrębu Sławatycz występują płaty utworów gotyjskich pochodzenia suprakrustalnego. Ich plan zgodny jest z kierunkiem mazurskiej gałęzi gotyjskiej (granitognejsy porfiroblastyczne i granitoidy rapakiwipodobne), tj. równoleżnikowy lub zbliżony do równoleżnikowego, a więc niezgodny z kierunkami struktur svekofenno-karelskich.

Gotyjskie kompleksy pochodzenia suprakrustalnego leżą niezgodnie na starszym, zrekrytalizowanym substracie. Skały te utworzyły się w jednym cyklu metamorficznym. Reprezentowane są one przez amfibolowe, biotytowe i chlorytowe łupki metamorficzne facji zielenkowej, subfacji kwarcowo-albitowo-muskowitowo-biotytowo-chlorytowej i kwarcowo-andaluzytowo-chlorytowej oraz gnejsy i amfibolity płytszych zakresów facji amfibolitowej, subfacji andaluzytowo-kordierytowo-muskowitowej. Nachylenia podkreślone laminacją, foliacją, lineacją i gnejsowatością są zmienne — od 0° do 90° , najczęściej wynoszą od 40° do 70° . Fałdy są najpewniej nie zaburzone. Stopień zgranitzowania jest zmienny — od słabej feldspatyzacji do migmatyzacji.

Gotyjskie łupki metamorficzne, gnejsy i amfibolity nawiercono w Tłuszczu, Wyszkuwie, Łochowie i Okuniewie (seria jadowska), Zabłudowie (seria zabłudowska), Zembrach i Łukowie (seria łukowska), a strzępy filitów w Sokółce (seria wojnowska górna). W Łukowie przecinają je żyłowe derywaty zasadowe, zamienione następnie w amfibolity o reliktowej strukturze ofitowej. Rozprzestrzenienie skał gotyjskich przed jotnicką denudacją musiało być znacznie większe.

Kompleks granitoidów gotyjskich, z którym związane są suwańska i kętrzyńska makrostruktura anortozytowo-norytowa (czarnokitowa), występuje głównie w fundamencie obniżenia perybałtyckiego. Grupa tych skał nazwana została kompleksem mazurskim (W. Ryka, 1964). W obrazie geofizycznym, a szczególnie magnetycznym odzwierciedla ten kompleks mozaikowo-meandryczny zarys anomalii geofizycznych o stosunkowo dużych kontrastach. Biotytowo-hornblendowe granitoidy węgorzewskie (granitoidy i monzonity) są skałami o strukturze grubo- i wielkoziarnistej, porfirowatej, przypominającymi granity rapakiwi. Wierceniemi stwierdzono tu głównie granitoidy o teksturze bezładnej bądź granitognejsy, co wskazuje, że starszy substrat metamorficzny, wykształcony pierwotnie jako gnejsy i łupki metamorficzne, został całkowicie lub pra-

wie całkowicie zhomogenizowany w procesie granityzacji. Granitoidy te, uważane za reomorficzne, najprawdopodobniej są wieku gotyjskiego. Asocjują z nimi dwie makrostruktury magmowe, zbudowane ze skał szeregu anortozytowo-norytowo-czarnokitowego. Makrostruktury poprzecinane są żyłami postorogenicznych granitów i pegmatytów. Lokalnie zaś obserwuje się w nich produkty metasamatozy potasowej i żyły mobilizatu. Powierzchnia makrostruktury suwalskiej w granicach ścięcia erozyjnego wynosi blisko 300 km², a kętrzyńskiej około 1000 km².

W krystalniku platformy wschodnioeuropejskiej asocjacje granitoidów rapakiwi lub granitoidów rapakiwipodobnych z anortozytami są regułą. Jako przykłady tych asocjacji wymienić można węzeł norweski z masywem anortozytowym Egersund-Sogndal, węzeł południowofiński złożony z granitów rapakiwi i satelitarnych intruzji zasadowych, ryski (sałduski), korosteński i nowomirgorodzki na Ukrainie. Węzeł mazurski nie jest więc wyjątkiem, lecz konsekwentnym ogniwem schematu rozwojowego krystalniku prekambryjskiego. Zespoły skalne tych węzłów uznano za gotyjskie, a więc środkowoproterozoiczne.

W masywach granitoidowych tkwią różnego kształtu makrostruktury lokalnie uruchomionych granitoidów reomorficznych oraz granitoidy anatektyczne i palingenetyczne. Według O. Juskowiaka (1971) niektóre z nich podobne są do żytkowickich granitów Białorusi oraz pierzańskich, korosteńskich i ośnickich granitów wołyńskich na Ukrainie. Granitoidy reomorficzne, anatektyczne i palingenetyczne, występujące w kompleksie mazowieckim reprezentują według największego prawdopodobieństwa magmatyzm gotyjski.

Nasilenie procesów granityzacji gotyjskiej objęło głównie skały kompleksu mazurskiego, tj. granitoidy rapakiwipodobne. Jej działalność w masywach granitoidowych zaznaczyła się granityzacją i migmatyzacją starszego substratu, a przede wszystkim rekryształizacją i regeneracją, oraz lokalnym uruchomieniem granitoidów reomorficznych i intruzjami granitoidów palingenetycznych. Granitoidy te lokalizują się zazwyczaj w brzeźnych strefach centralnych masywów granitoidowych.

Wyniki oznaczeń geochronologicznych wskazują na kratonizację gotyjską, która wycisnęła zasadnicze piętno zacierając starsze struktury. Przemiany zachodzące po kratonizacji gotyjskiej, które niewątpliwie nie były obojętne dla ustalonej już równowagi wewnętrznej minerałów, spowodowały, że oznaczenia wieku bezwzględne skał prejotnickich są wieloznaczne.

Najmłodszymi produktami kratonizacji są granitoidy żyłowe — pegmatyty i aplity mikroklinowe, mikrogranity i mikrogranodioryty, wśród których O. Juskowiak (1966) wyróżnił co najmniej dwie generacje wiekowe, przy czym młodsza generacja wykazuje wiek około 1300 mln lat (T. Depciuch, 1968). Tną one wszystkie skały kompleksów pochodzenia suprakrystalnego oraz anortozyty i utykają na skałach jotniku.

Ożywienie jotnickie było końcowym akordem silnej prejotnickiej tektonicznej i magmowej aktywizacji. Wyraziła się ona anorogenicznymi „platformowymi” intruzjami alkaliczno-gabroidalnymi (gabrowo-sjenitowa intruzja śniardwiańska), alkaliczno-ultrazasadowymi (piroksenitowa intruzja tajnowska z żyłami szonkinitów, fojalitów i karbonatytów), intruzjami alkalicznymi (ełęcka i mławska intruzja sjenitowa). Intruzje alka-

liczne, młodsze od alkaliczno-gabroidalnych, są powierzchniowo największe. Powierzchnia intruzywu ełckiego w ścięciu erozyjnym wynosi około 800 km².

Wszystkie duże i małe intruzje alkaliczne i alkaliczno-ultrazasadowe wykazują związek z erozyjnymi ostańcami płatów piaskowców jotnickich, które leżą na nich przekraczająco. Jeśli te ostatnie osadzały się w rowach tektonicznych, to związek magmatyzmu subjotnickiego z tymi samymi głębokimi rozłamaniami tektonicznymi jest tym bardziej oczywisty. Jedynie sjenit mławski nie wykazuje związku z kwarcytami jotnickimi. Ale też przebija on kompleksy svekofenno-karelskie, obok których zapewne tworzyły się gotyjskie zapadliska tektoniczne na mocno usztywnionym fundamencie presvekofenno-karelskich kompleksów tworzących jądro części platformy Wschodniej Europy. Strefy svekofenno-karelskie były wyniesione w stosunku do swego starego, presvekofenno-karelskiego otoczenia, co również należy uwzględnić jako czynnik uniemożliwiający sedymentację jotnickich kwarcytów.

Intruzje te zlokalizowane są w strefie osiowej wyniesienia mazursko-suwalskiego. Strefa ta była przedmiotem analizy S. Małoszewskiego (1965), który utożsamił ją z głębokim rozłaniem w podłożu, przez który wtargnęły magmy. Rozważania nad wyjaśnieniem tych zjawisk skłoniły S. Małoszewskiego do przypisania tej strefie roli granicznej między odmiennymi tektonicznie jednostkami. O ile nie można negować zasadności strefy nieciągłości w głębszych partiach fundamentu, co szczególnie dobrze wyraża się w obrazie geofizycznym, o tyle zdaniem autorów liniowa łączność intruzji anorogenicznych jest raczej typu przypadkowego i powstała z mechanicznego — liniowego — połączenia poszczególnych intruzji, których mechanizmem uruchamiającym były raczej spękania fundamentu powstające w trakcie gotyjskiej kratonizacji i wyrażające się, ogólnie rzecz biorąc, blokowym, a nie „linijnym” rozdrobnieniem podłoża.

Działalność intruzywną — anorogeniczną — i sedymentację jotnicką rozdziela pewien interwał czasu, podobnie jak anorogeniczne granity rapakiwi i piaszczysto-mułowcowe grupy Satakunta i Muhos na tarczy bałtyckiej (A. Simonen, 1960). Poświadczeniem tego są jotnickie kwarcyty leżące na speneplenizowanej powierzchni intruzywów anorogenicznych i wszystkich innych starszych kompleksów. O wiele większy przedział czasowy dzieli te intruzje od regionalnej granityzacji i migmatyzacji gotyjskiej. Dotychczasowe obserwacje wskazują, że anorogeniczne gabra, piroksenity i sjenity nie są dotknięte granityzacją i migmatyzacją, ani też nie są poprzecinane żyłami postorogenicznych granitoidów gotyjskich.

Jotnicki materiał osadowy reprezentuje molasową formację goto-karelidów, która wypełniła rowy tektoniczne i depresje morfologiczne. Praktycznie więc stanowi on najstarszy, dobrze zachowany, suprakrustalny kompleks pokrywy na zgranityzowanym fundamencie. Skały jotniku występują w formie izolowanych płatów o nie zbadanej jeszcze miąższości. *In situ* nawiercone zostały one w Ostrowi Mazowieckiej, Mońkach, Zabieliach oraz w Piszcu. Są to słabo zmetamorfizowane kwarcyty, łupki kwarcytowe i łupki pirofilitowo-kwarcowe. Te ostatnie w przeciwieństwie do poziomo ułożonych kwarcytów Ostrowi Mazowieckiej i Piszcu są na-

chylone pod kątami 40—70°. Stwierdzone *in situ* płyty skał jotniku i występowanie na dużym obszarze jotnickiego materiału okruchowego pozwala sądzić, że rozprzestrzenienie kompleksu jotnickiego przed zgradowaniem było rozległe.

Rozmieszczenie molasy jotnickiej nie mogło być równomierne, ponieważ gromadziła się ona głównie w rowach i depresjach. W procesie formowania się rowów wykorzystywane były gotyjskie założenia tektoniczne. Podłoże gotyjskie uległo po okresie jego penepłenizacji bardzo intensywnemu potrząskaniu, co związane było z anorogeniczną działalnością magmową. Porozcinany na zręby i rowy fundament stworzył szczególnie dogodne warunki dla gromadzenia jotnickiej molasy w depresjach i rowach tektonicznych. Wydaje się, że dominującym kierunkiem spekań fundamentu gotyjskiego był kierunek N — S, o czym świadczy nieprzypadkowy kontur ostańców erozyjnych kwarcytów i łupków łyszczkowych jotniku.

Z odkształceniami zgranityzowanego podłoża — przeważnie nieciągłymi — związane są lokalne deformacje jotnickich kwarcytów i kwarcytowych łupków łyszczkowych, stwierdzone w profilach otworów Mońki i Zabiele. Należy sądzić, że jotnickim subwulkanitom powinna była i na terenie Polski towarzyszyć ożywiona działalność efuzywna, której produkty występują w Skandynawii, np. jako porfiry Dala, Trysil i Småland. W Polsce zostały one prawie doszczętnie zniszczone i zachowały się jedynie na północnym skrzydle syneklizy perybałtyckiej w okolicach Łeby.

Kwarcyty grupy Owruca na Ukrainie oraz piaskowce i mułowce grupy Muhos i Satakunta w Finlandii byłyby starsze od tego samego typu molasy grupy Dalarna i Vättern w Szwecji i Norwegii. Dlatego też tufy okolic Łeby mogą być młodsze od kwarcytów i łupków kwarcytowych na wyniesieniu mazursko-suwalskim.

Jak dotychczas nie stwierdzono jednak współwystępowania diabazowych i porfirowych subwulkanitów i osadowego materiału jotnickiego *in situ*, co w znacznym stopniu utrudnia ustalenie jednoznacznego schematu stratygraficznego dla tej formacji (M. Juskowiakowa, O. Juskowiak, W. Ryka, 1967).

Na podstawie analogii petrochemicznych z subwulkanitami jotnickimi, które występują w tarczy bałtyckiej, wymienione uprzednio najstarsze subwulkanity NE Polski uznano za jotnickie. Wzięto przy tym również pod uwagę fakt, że okruchy tego materiału występują razem z okruchami kwarcytów jotnickich w dolnym kompleksie strukturalnym pokrywy osadowej, tj. w wendzie. Również i w Skandynawii jotnickie skały magmowe nie przecinają osadowych formacji najwyższego prekambriu (formacje Sparagmitu, Visingsö, Varegu, Nexø). Z zestawienia tych faktów wynika, że w jotniku możemy zanotować kolejne ożywienie działalności tektonicznej i magmowej.

Fundament krystaliczny platformy po osiągnięciu stadium tektoniczno-morfologicznego poddany był kilkakrotnie tektonice dysjunktywnej. Tektoniczno-rozłamowej aktywizacji fundamentu towarzyszyło ożywienie procesów magmowych, które zaznaczyły się również i w dolnym kompleksie strukturalnym pokrywy osadowej.

W wyniku dotychczasowych rozważań można wyróżnić: 1 — przedwendyjski okres aktywizacji; 2 — aktywizację wendyjską, którą reprezentują produkty wulkanizmu bazaltowego na południowym skrzydle wyniesienia mazursko-suwańskiego, w obniżeniu podlaskim, na wyniesieniu Sławatycz oraz w obniżeniu nadbużańskim; 3 — aktywizację dolnopaleozoiczną, której magmatyzm reprezentowany jest przez alkaliczne i zasadowe subwulkanity (dajki i sille) obserwowane na wyniesieniu mazursko-suwańskim i w obniżeniu perybaltyckim.

PODZIAŁ TEKTONICZNY KRYSZALINIKU

Masy wygranitoidowe — mazowiecki, dobrzyński i pomorski są powierzchniowo największymi jednostkami tektonicznymi krystalicznego podłoża. Wokół nich ułożone są systemy svekofenno-karelskie. Substratem masywów granitoidowych były starsze kompleksy prekambryjskie. Masywy te w geosynklinie svekofenno-karelskiej najprawdopodobniej spełniały rolę masywów centralnych i w brzeżnych ich partiach zostały zdeformowane. W cyklu gotyjskim uległy one regeneracji, która przejawiała się granityzacją i migmatyzacją starszego substratu oraz lokalną mobilizacją granitoidów reomorficznych i anatektycznych. Na granitoidach tych nagromadziły się twory gotyjskie, następnie zmetamorfizowane, a później zgradowane tak dalece, że zachowały się tylko jako płaty.

Aktywizacja wyrażona tektoniką dysjunktywną doprowadziła do utworzenia się na masywach rowów i depresji, w których nagromadziła się — w wyniku ruchów obniżających i wznoszących — molasa jotnicka. Strefy rozłamów wykorzystwały anorogeniczne intruzje alkaliczno-gabroidalne, alkaliczno-ultrasadowe i alkaliczne oraz jotnickie subwulkanity i wulkanity.

Zróznicowana pionowa ruchliwość fundamentu doprowadziła również do szerokopromiennych odkształceń pokrywy osadowej oraz do wykorzystania stref dysjunktywnych przez wendyjskie i dolnopaleozoiczne wulkanity i subwulkanity.

Svekofenno-karelskie kompleksy metamorficzne. Dobrze ukierunkowanymi systemami krystaliniku są gałęzie svekofenno-karelskie, reprezentowane przez kompleksy: podlaski, ciechanowski i kaszubski, które spajają masywy granitoidowe.

W jednostkach synklinorialnych kompleksy svekofenno-karelskie reprezentują gnejsy i migmatyty, a w jednostkach antyklinalnych (względnie antyklinorialnych) — primorogeniczne, metamorficzne granitoidy, którym lokalnie towarzyszą palingenetyczne granitoidy gotyjskie. Na obszarach głębiej zgradowanych gnejsy są płycej zakorzenione i występują jako strzępy w granitoidach, co w obrazie geofizycznym uzewnętrznia się mozaikowym charakterem anomalii. Kompleksy svekofenno-karelskie charakteryzują się niekiedy obfitością postorogenicznych granitów żyłowych, pegmatytów oraz granitoidów palingenetycznych.

Najsilniej zgradowana jest środkowa część kompleksu podlaskiego, odwzorowana pasmowymi, zróznicowanymi anomaliami magnetycznymi, które pokrywają się z pasmowymi wyżami grawimetrycznymi o dużych

gradientach. Składa się ona z kilku synklinoriów niższego rzędu, wśród których można wyróżnić: białowieskie, narewckowskie i krynkowskie. Wąska pozytywna struktura oddzielająca synklinorium krynkowskie od narewckowskiego zaburzona jest rozłamaniami wgłębnyymi, których kierunek jest zgodny z ogólnym planem strukturalnym svekofenno-karelidów na Podlasiu. Skały tej strefy reprezentują zmylonityzowane granitoidy.

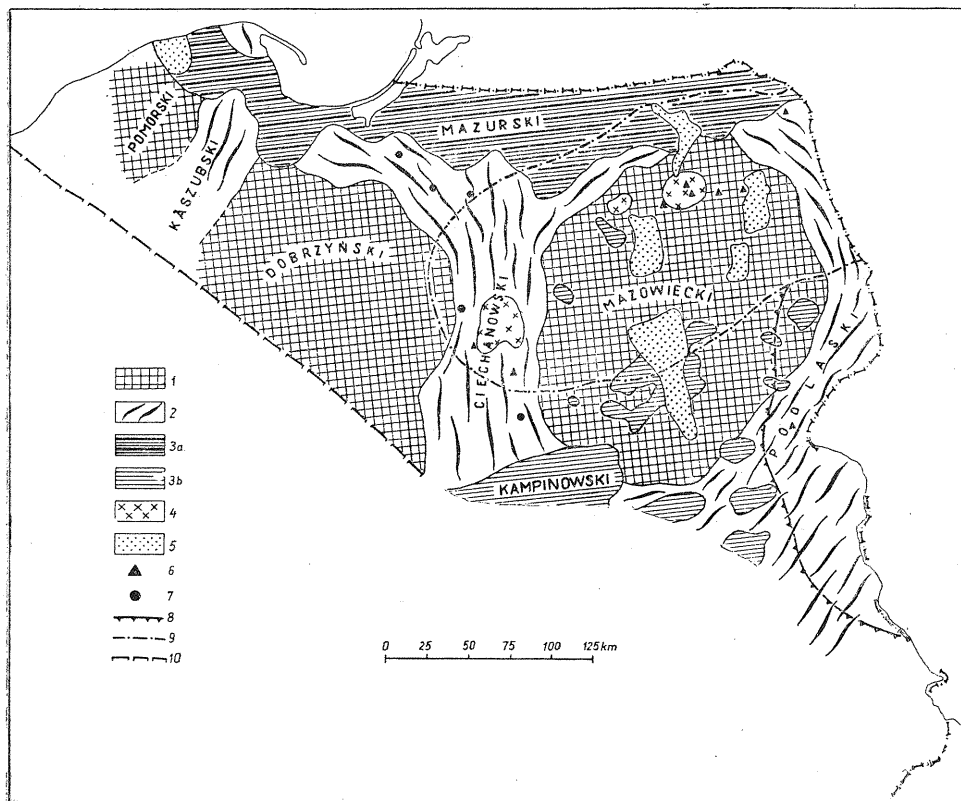


Fig. 4. Mapa tektoniczna krystalicznego podłoża platformy prekambryjskiej w Polsce
Tectonic map of the crystalline basement of the pre-Cambrian platform in the area of Poland

1 — kompleksy presvekofenno-karelskie — masywy granitowe: mazowiecki, dobrzyński, pomorski; 2 — kompleksy svekofenno-karelskie — systemy fałdowe: podlaski, ciechanowski, kaszubski; 3a — kompleksy gotyjskie — intruzywne: mazurski; 3b — kompleksy gotyjskie — łupki metamorficzne na starszym podłożu metamorficznym: kampinoski; 4 — subjotnickie intruzje anorogeniczne: alkaliczno-gabbroidalne, alkaliczno-ultrazasadowe i alkaliczne; 5 — jotnickie kwarcyty i łupki kwarcytowe; 6 — jotnickie skały żyłowe — porfiry i diabazy; 7 — dolnopaleozoiczne skały żyłowe; 8 — zasięg wotyńskiej formacji wulkanogenicznej wendy; 9 — granica obszaru, na którym brak dolnego kompleksu pokrywy osadowej; 10 — przypuszczalna granica platformy wschodnioeuropejskiej

1 — Pre-svecofenno-Karelian complexes — granite massifs: Mazowsze, Dobrzyń and Pomeranian ones; 2 — Svecofenno-Karelian complexes — fold systems: Podlasie, Ciechanów and Kaszuby ones; 3a — Gothian complexes — intrusive: Mazury one; 3b — Gothian complexes — metamorphic schists on the older metamorphic basement: Kampinos one; 4 — Sub-Jotnian anorogenic intrusions: alkaline-gabbroid, alkaline-ultrabasic and alkaline ones; 5 — Jotnian quartzites and quartzite schists; 6 — Jotnian lode rocks: porphyries and diabases; 7 — Lower-Palaeozoic lode rocks; 8 — extent of the Volhynian volcanogenic formations of Wendian age; 9 — boundary of an area, where the lower complex of the sedimentary cover does not occur; 10 — supposed boundary of the East-European platform

Z analizy petrologicznej wynika, że intrastruktura synklinorialna narewkowska i białowieska oraz rozdzielająca je struktura skupowska zbudowane są z utworów pochodzących z głębszych, prawie osiowych stref geosynklinalnych. Świadczy o tym znaczny udział granulitów piroksenowych, enderbitów, czarnokitów, gabro-amfibolitów, leukogabro-anortozytów w metamorficznej serii narewkowskiej, białowieskiej i niemirowskiej. Reprezentują one przeobrażone, inicjalne formacje wulkanogeniczno-osadowe.

Charakterystyczne jest dla nich liniowe ułożenie lokalnych, prawie izometrycznych anomalii, będących prawdopodobnie odwzorowaniem preorogenicznych ciał magmowych, ułożonych asymetrycznie w stosunku do rozłamów tektonicznych. Można je uważać za odpowiedniki serii metabazytowej kurskiej anomalii magnetycznej i Krzywego Rogu. Reprezentują one, jak to stwierdził J. Znosko (1959), formację bazalną kompleksu metamorficznego.

W synklinorium krynkowskim nie obserwuje się wcale przejawów preorogenicznego magmatyzmu. Skały tej strefy pochodzą prawdopodobnie z brzeżnej partii geosynkliny.

Następną głęboko zgradowaną częścią kompleksu podlaskiego jest struktura Sejn — Augustowa. Jak wynika z rozkładu siły ciężkości i obrazu magnetycznego, jest ona rozbita strefą rozłamów tektonicznych, zrzucona i prawie w całości ukryta pod makrostrukturą gotyjską. W podłożu porfiroblastycznych granitognejsów hornblendowo-biotytowych oraz gnejsów biotytowo-sylimanitowych serii czarnohańczańskiej i augustowskiej należy więc oczekiwać granulitów piroksenowych i enderbitów.

Trzecią głęboko zgradowaną częścią svekofenno-karelidów kompleksu podlaskiego są skały wyniesienia Sławatycz, gdzie stwierdzono silnie zgranityzowane produkty preorogenicznego wulkanizmu.

System svekofenno-karelski charakteryzuje się intensywnym sfałdowaniem skał, które zapadają pod kątem 70—90°. Wybitny anizotropizm struktur, skomplikowane przełażdowanie i strome nachylenie skał ułatwiły wielokrotne odnowienie stref mylonityzacji, kataklazy i zbrekcjowania o kierunkach zgodnych z ogólnym planem strukturalnym, a także w stosunku do niego poprzecznych. Procesy te zachodziły ze szczególną łatwością w strefach granicznych różnych obiektów, a mianowicie izotropowych masywów granitoidowych i anizotropowych jednostek systemu svekofenno-karelskiego, a także pomiędzy gnejsowymi intrastrukturami i primorogenicznymi granitoidami, wreszcie wewnątrz kompleksów gnejsowych.

Ożywienie tektoniczne nastąpiło w cyklu gotyjskim, kiedy to na podłożu svekofenno-karelskim nagromadziły się, a następnie uległy metamorfizmowi skały suprakrustalne. Ta specyficzna tektonika podłoża potomnie sprzyjała także wendyjskiej aktywizacji i wylewom bazaltów.

Ciechanowska gałąź svekofenno-karelidów jest słabo rozpoznana wiertniczo. Duża głębokość stropu krystaliniku powoduje zatarcie się obrazu geofizycznego. Z danych petrograficznych wynika, że gałąź ta jest odpowiednikiem podlaskiej gałęzi svekofenno-karelidów. Oznaki słabszego zaawansowania w przeobrażeniach metamorficznych świadczą o znacznie płytszym ścięciu erozyjnym tego kompleksu.

Wreszcie — ostatnio rozpoznana — kaszubska gałąź svekofenno-karelidów występuje na Pomorzu wschodnim. Dotychczas ustalono, że kompleksy skalne tej gałęzi pochodzą z głębszej części geosynkliny i zbudowane są z granulitów piroksenowych, czarnokitów i gnejsów piroksenowych.

Tabela I

Kompleksy	Szczegółowe wydzielenia w obrębie kompleksów
Pt ₃ ² -Pz ₁ — dolny kompleks strukturalny pokrywy osadowej	<p>Dolnopaleozoiczne dajki porfirów i diabazów. Pokrywa osadowa od wendy i kambry; w obniżeniu nadbużańskim od ryfeju; w części centralnej wyniesienia mazursko-suwalskiego brak dolnego kompleksu strukturalnego pokrywy osadowej. Wendyjski wulkanizm bazaltowy na południowym skłonie wyniesienia mazursko-suwalskiego, w obniżeniu podlaskim, nadbużańskim i na zřębie Sławatycz.</p>
Pt ₁ ³ — kompleks subjotnicko-jotnicki	<p>porfiry i diabazy; kwarcyty i kwarcytowe łupki łyszczkowe; anorogeniczne intruzje alkaliczno-gabroidalne, alkaliczno-ultrazasadowe i alkaliczne.</p>
Pt ₂ — kompleks gotyjski	<p>Postorogeniczne żyłowe granitoidy i pegmatyty; regionalna granityzacja, migmatyzacja i metasomatoza serii starszych. Regeneracja centralnych masywów granitoidowych, granitoidy palinogenetyczne, reomorficzne i anatektyczne. Intruzje anortozytowo-norytowe; rapakiwipodobne granitoidy kompleksu mazurskiego.</p> <p>łupki metamorficzne facji zieleńcowej i płytszych zakresów facji amfibolitowej: seria jadowska i zabłudowska na zrekrystalizowanym starszym podłożu oraz seria wojnowska górna i łukowska na podłożu svekofenno-karelskim.</p>
Pt ₁ — kompleksy svekofenno-karelskie	<p>Synorogeniczne granitoidy metamorficzne. Polimetamorficzne serie gnejsów i łupków krystalicznych facji amfibolitowej w strukturach synklinorialnych i relikty facji granulitowej oraz hornfelsowej. W kompleksie podlaskim serie: czarnohańczańska, augustowska, rajgrodzka, wojnowska dolna, krynkowska, narewkowska, białowieska, krzniańska, hanniańska. W kompleksie ciechanowskim seria mrągowska oraz kompleks kaszubski.</p>
A ₂ — kompleksy presvekofenno-karelskie	<p>Całkowicie zregenerowany substrat masywów granitoidowych podłoża svekofenno-karelidów i gotydów, reprezentowany przez kompleksy: mazowiecki, dobrzyński i pomorski.</p>

Gotyjskie kompleksy metamorficzne. W cyklu gotyjskim kontynuowała się przebudowa krystaliniku zainicjowana w cyklu svekofenno-karelskim. Gotyjskie skały, leżące w południowej części wyniesienia mazursko-suwalskiego na podłożu presvekofenno-karelskim,

a w obniżeniu podlaskim i na wyniesieniu Sławatycz na podłożu svekofenno-karelskim, reprezentowane są przez łupki metamorficzne i gnejsy.

W fundamencie obniżenia perybałtyckiego łupki metamorficzne i gnejsy są sporadyczne, dominują tu natomiast porfiroblastyczne granitognejsy, granitoidy rapakiwipodobne oraz intruzje anortozytowo-norytowe. W masywach granitoidowych — zregenerowanych w cyklu gotyjskim — oraz w brzeźnych strefach systemu svekofenno-karelidów występują granitoidy palingenetyczne i anatektyczne, otoczone granitami metasomatycznymi i migmatytami.

Suprakrustalne utwory gotyjskie wykształciły się w jednym cyklu metamorficznym. Nachylenie ich jest zmienne i waha się najczęściej w przedziale 40—70°. Formy odkształceń są mniej skomplikowane niż w polimetamorficznych utworach svekofenno-karelskich. Skały te na podłożu svekofenno-karelskim są bardziej zaburzone, silniej zaznaczyła się ich granityzacja, migmatyzacja, mylonityzacja i zbrekcowanie.

Strefa przyrośnięcia mazurskiego kompleksu gotydów do systemu svekofenno-karelskiego i jego centralnych masywów granitowych była w subjotniku i jotniku areną aktywizacji tektonicznej i magmatycznej. Związane są z nią duże anorogeniczne intruzje alkaliczno-gabroidalne, alkaliczno-ultrazasadowe i alkaliczne. Obserwacje T. Wyrzykowskiego (1967) wykazały, że strefa tych intruzji jest również współcześnie stosunkowo ruchliwa, np. sjenit Mławy ulega wypiętrzeniu (z prędkością + 1,5 mm/rok), a anortozyty suwalskie obniżeniu (—1 mm/rok). Również i wcięcie erozyjne Czarnej Hańczy w górnym jej biegu, przy zachodniej granicy intruzji suwalskiej świadczy o powolnym ruchu wznoszącym w otoczeniu anortozytu suwalskiego.

Cykl karelsko-gotyjski kończy się sedymentacją molasową w rowach i depresjach, której towarzyszył magmatyzm alkaliczny i subwulkanizm. Skały jotniku występują płatami o wydłużeniu południkowym, co związane jest z systemem dyslokacji gotyjskich. Kwarcyty jotnickie w Ostrowi Mazowieckiej leżą poziomo lub prawie poziomo, natomiast łupki kwarcytowe Moniek i Zabieli są nachylone pod kątami 40—70°. Różnice te należy tłumaczyć większą ruchliwością brzeźnych partii centralnych masywów granitoidowych.

Analiza miąższości, zasięgów oraz rozwoju formacyjnego i facjalnego poszczególnych kompleksów strukturalnych pokrywy osadowej świadczy o zróżnicowanych ruchach pionowych krystaliniku platformy prekambryjskiej w czasie od prekambru do dziś (W. Ryka 1970; J. Znosko, 1970).

Pionowe ruchy krystaliniku związane są z przemieszczaniem się mas w jego podłożu, spowodowanym wyrównywaniem się ich gęstości i zróżnicowania termicznego. Po okresie konsolidacji krystaliniku ruchy te wzmagają erozja, która usunęła potężne masy sfałdowanego górotworu i zrównała jego powierzchnię. Przemieszczenie materiału z jednego miejsca i nagromadzenie go jako molasy na innym było również rezultatem zróżnicowanego ruchu pionowego fundamentu.

Tego rodzaju zjawiska są wywołane przez ruchy dużego zasięgu (promienia) o charakterze regionalnym. Niejednorodność niszczonego górotworu, składającego się z różnych kompleksów skał o różnej gęstości i zmiennym zasięgu poziomym i pionowym, może spowodować zaburzenie równowagi w podłożu. Wtedy to zwiększenie kontrastu gradientów

uruchamia masy, których przemieszczanie się powoduje odspojenie zróżnicowanych gęstościowo kier podłoża i tym samym umożliwia ich nierównomierny ruch pionowy. Głębokie rozłamy tektoniczne będą więc lokalizowały się głównie na granicy różnych kompleksów skalnych i będą miały kierunki do nich równoległe. Rzeczywiście zaś granice pomiędzy kompleksami skalnymi będą strefami wielkich nieciągłości, wypełnionymi mylonitami, kataklazytami i brekcjami tektonicznymi. Ołbrzymie tarcie, jakie panowało na granicy ośrodków o różnej gęstości, nie sprzyjało jednolitym ruchom wznoszącym lub obniżającym, a całe kompleksy rozdrabniały się na bloki.

Instytut Geologiczny
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 12 stycznia 1972 r.

PIŚMIENNICTWO

- CZERMIŃSKI J. (1967) — Metamorficzne podłoże dewonu w Gościnie k. Kołobrzegu. *Kwart. geol.*, **11**, p. 693—695, nr 3. Warszawa.
- DADLEZ R., MAREK S. (1969) — Styl strukturalny kompleksu cechszyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego. *Kwart. geol.*, **13**, p. 543—563, nr 3. Warszawa.
- DEPCIUCH T. (1968) — Oznaczenie wieku bezwzględnego metodą potasowo-argonową skał północnej Polski Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- JUSKOWIAK O. (1966) — Utwory żyłowe w podłożu krystalicznym północno-wschodniej Polski. *Kwart. geol.*, **10**, p. 1103—1104, nr 4. Warszawa.
- JUSKOWIAK O. (1971) — Skały plutoniczne północno-wschodniej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **245**, p. 7—163. Warszawa.
- JUSKOWIAK O., RYKA W. (1970) — Występowanie metamorficznych utworów prekambryjskich — platforma wschodnioeuropejska. W: *Geologia i surowce mineralne Polski*. *Biul. Inst. Geol.*, **251**, p. 158—167. Warszawa.
- JUSKOWIAKOWA M., JUSKOWIAK O., RYKA W. (1967) — Jotnik w północno-wschodniej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **197**, p. 23—58. Warszawa.
- MAŁOSZEWSKI S. (1965) — Głębokie podłoże północno-wschodniej Polski w świetle geofizyki. *Geol. i Geof. naft.*, nr 8—9, p. 261—276. Kraków.
- RYKA W. (1964) — O budowie i stratygrafii krystaliniku północno-wschodniej Polski. *Kwart. geol.*, **8**, p. 42—59, nr 1. Warszawa.
- RYKA W. (1967) — Budowa i skład petrograficzny krystaliniku w rejonie Białowięzy-Białegostoku. *Biul. Inst. Geol.*, **207**, p. 7—58. Warszawa.
- RYKA W. (1970) — Development of the crystalline basement of north-eastern Poland. Selected problems of Upper Mantle investigations in Poland. *Materiały i Prace*, **34**, p. 97—106. Warszawa.
- SIMONEN A. (1960) — Pre-quatarnary rocks in Finland. *Bull. Comm. geol. Finl.*, nr 191. Helsinki.
- WYRZYKOWSKI T. (1967) — Geodetical elaboration of a map of recent vertical movements of the surface of the Earth's Crust on the area of Poland. Selected problems of Upper Mantle investigations in Poland. *Materiały i Prace*, **14**, p. 65—75. Łódź.

- ZNOSKO J. (1959) — Kilka uwag o budowie geologicznej i złożach rud żelaza kur-
skiej anomalii magnetycznej i Krzywego Rogu oraz wnioski do poszu-
kiwań w NE Polsce. *Prz. geol.*, **7**, p. 105—111. nr 3. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1964) — Poglądy na przebieg kaledonidów w Polsce. *Kwart. geol.*, **8**,
p. 697—712, nr 4. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1965) — Problem kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej
w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **188**, p. 5—72. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1966) — Jednostki geologiczne Polski i ich stanowisko w tektonice
Europy. *Kwart. geol.*, **10**, p. 646—665, nr 3. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1969) — Geologia Kujaw i wschodniej Wielkopolski. *Przewodnik XLI*
Zjazdu PTG — Konin, p. 5—48. *Inst. Geol. Warszawa.*
- ZNOSKO J. (1970) — Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. W: *Geolo-
gia i surowce mineralne Polski. Biul. Inst. Geol.*, **251**, p. 45—70. War-
szawa.
- БОНДАРЕНКО Б. В. (1970) — Структурно-вещественные комплексы докембрия Белорусского
массива. *Докл. АН БССР*, **14**, № 8, стр. 646—749. Минск.

Станислав КУБИЦКИ, Вацлав РЫКА, Ежи ЗНОСКО

ТЕКТОНИКА КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ДОКЕМБРИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОЛЬШЕ

Резюме

В результате дифференцированной подвижности кристаллического фундамента, выраженной общей его покоробленностью в виде прогибов или поднятий определенных его частей, установился эрозионный план площадей распространения готских, субиотнийских и иотнийских комплексов. Первоначальное их распространение было более широким. „Ундуляция” кристаллического фундамента, еще до отложения вендского чехла, привели к полному или почти полному удалению с приподнятых частей кристаллического фундамента готских, субиотнийских и иотнийских комплексов. Они сохранились в опущенных частях фундамента.

Гранитоидные массивы: мазовецкий, добжинский и поморский по занимаемой площади являются самыми крупными тектоническими единицами кристаллического фундамента. Вокруг них располагаются структуры свекофенно-карельской системы. Субстратом гранитоидных массивов были более древние докембрийские комплексы. В свекофенно-карельской геосинклинали массивы эти, вероятнее всего, выполняли роль центральных массивов, а их краевые части были деформированы. В готском цикле они подверглись регенерации, которая проявилась гранитизацией и мигматизацией более древнего субстрата, а также локальной мобилизацией реоморфических и анатектических гранитоидов. На этих гранитоидах отложились готские образования, которые затем были метаморфизованы, а в дальнейшем так глубоко срезаны эрозией, что сохранились только в виде изолированных участков.

Следствие активизации, выраженной дизъюнктивной тектоникой, на массивах образовались грабены и депрессии, в которых в результате нисходящих и восходящих движений нагромождалась иотнийская моласса. Зоны разломов использовались анорогенными, це-

лочно-габброидными, щелочно-ультраосновными и щелочными интрузиями, а также иот-нийскими субвулканитами и вулканитами. Дифференцированная вертикальная подвижность фундамента была также причиной крупнорадиальных деформаций осадочного чехла, а в дизъюнктивные зоны устремлялись вендские и нижнепалеозойские субвулканиты и вулканиты.

Свекофенно-карельские метаморфические комплексы. Четко ориентированными структурами кристаллического фундамента являются свекофенно-карельские ветви, представленные подляским, цехановским и кашубским комплексами, которые спаивают гранитоидные массивы.

В синклинорных структурах свекофенно-карельские комплексы представлены гнейсами и мигматитами, а в антиклинальных (или антиклинорных) структурах примороженными, метаморфическими, гранитоидами, которым локально сопутствуют готские палингенетические гранитоиды. На сильно сnivelированных участках гнейсы неглубоко укоренены и представляются в виде пятен в гранитоидах. Часто им сопутствуют палингенетические гранитоиды, посторогенные жильные граниты и пегматиты.

Глубокие корни свекофенно-карельского горного сооружения обнаруживаются в центральной части подляского комплекса. Она состоит из нескольких синклинорий низшего порядка. Из петрографического анализа следует, что синклинорные интраструктуры и разделяющие их антиклинорные структуры сложены образованиями глубоких, почти осевых геосинклинальных зон. Об этом свидетельствует наличие в метаморфических сериях значительного количества пироксеновых гранулитов, эндербитов, чарнокитов, габбро-амфиболитов, лейкогаббро-анортозитов. Они представляют собой глубоко метаморфизованные инициальные вулканогенно-осадочные формации и являются базальной формацией крупного метаморфического комплекса.

Второй, подобным образом сnivelированной зоной подляского комплекса, является структура Сейн-Августова. Она разбита зоной тектонических разломов, а северная её часть сброшена и почти полностью скрыта под готской макроструктурой. В фундаменте готских порфиробластовых биотитово-рогообманковых гранитогнейсов, а равным образом и биотитово-силлиманитовых гнейсов чарноганьчанской и августовской серий, следует ожидать пироксеновых гранулитов и эндербитов.

Третья подобная зона свекофенно-карелид подляского комплекса отмечается в фундаменте горста Славатычей, где констатированы сильно гранитизированные продукты доорогенного вулканизма.

Породы свекофенно-карельской системы характеризуются интенсивной складчатостью. Исключительная анизотропность структур, сложное смятие и крутые углы падения (70° — 90°) содействовали многократному обновлению зон милонитизации, катаклаза и брекчирования. Эти процессы особенно легко происходили в граничных зонах между разными комплексами, а именно, изотропными структурами гранитоидных массивов и анизотропными структурами свекофенно-карельской системы, а также между гнейсовыми интраструктурами и примороженными гранитоидами, и, наконец, внутри гнейсовых структур.

В готском цикле произошло тектоническое оживление свекофенно-карельского фундамента, на котором нагромождались, а затем были метаморфизованы, супракральные образования. Эта специфическая тектоника фундамента постумно тоже содействовала вендской активизации и излияниям базальтов.

Цехановская ветвь свекофенно-карелид вскрыта лишь единичными буровыми скважинами.

В последнее время в восточной Померании бурением вскрыта кашубская ветвь свекофенно-карелид. Пока установлено, что комплексы горных пород этой ветви, сложенные пироксеновыми гранулитами, чарнокитами и пироксеновыми гнейсами, образовались в более глубокой части геосинклинали.

Готские метаморфические комплексы. В готском цикле продолжалась перестройка кристаллического фундамента, начало которой было положено в свекофенно-карельском

цикле. Готские породы, залегающие на досвекофенно-карельском фундаменте, а в Подляской впадине и на горсте Славатычей на свекофенно-карельском фундаменте, представлены метаморфическими сланцами и гнейсами.

В фундаменте Перибалтийской синеклизы метаморфические сланцы и гнейсы встречаются спорадически, зато преобладают порфиروبластовые гранитогнейсы, рапакивиподобные гранитоиды и анортозиты. В гранитоидных массивах, переработанных в готском цикле, а также в краевых зонах системы свекофенно-карелид, распространены палингенетические и анатектические гранитоиды, которые окаймлены метасоматическими гранитоидами и мигматитами.

Супракрустальные готские образования сформировались в одном метаморфическом цикле. Они смяты в более простые и более пологие складки, чем полиметаморфические образования свекофенно-карелид. В породах, залегающих на свекофенно-карельском фундаменте, сильнее проявилась гранитизация, мигматизация, а также милонитизация и брекчирование.

Зона присоединения мазурского комплекса готид к системе свекофенно-карелид и её центральным гранитоидным массивам в течение субиотния и иотния явилась областью тектонической и магматической деятельности. С ней связаны анорогенные, щелочно-габброидные, щелочно-ультраосновные и щелочные интрузии.

Карело-готский цикл завершается молассовой седиментацией в грабенах и в депрессиях, которая сопровождалась щелочным магматизмом и субвулканизмом. Иотнийские породы распространены в виде изолированных участков, вытянутых в меридиональном направлении и связанных с системой готских дислокаций.

Анализ взаимоотношений фаций и мощностей, а также формационного развития структурных комплексов осадочного чехла, свидетельствует о дифференцированных вертикальных движениях кристаллического фундамента докембрийской платформы на протяжении от верхнего докембрия до настоящего времени.

Вертикальные движения кристаллического фундамента связаны с перемещением масс горных пород в его основании, вызванным компенсацией их плотностей или же термической неоднородностью. После консолидации кристаллического фундамента эти движения усиливались эрозией, которая снесла огромные массы складчатого горного сооружения и выровняла его поверхность. Перемещение материала с одного места и нагромождение его в виде молассы в другом было тоже результатом дифференцированных вертикальных движений кристаллического фундамента.

Stanisław KUBICKI, Waclaw RYKA, Jerzy ZNOSKO

TECTONICS OF THE CRYSTALLINE BASEMENT OF THE PRECAMBRIAN PLATFORM IN POLAND

Summary

As a result of the differentiated mobility of the crystalline basement, expressed in the form of a general deformation, i.e. bending or curvature of some of its parts, an erosional plan of the surface distribution of the Gothian, Sub-Jotnian and Jotnian complexes have developed. Primarily they were more wide-spread. An "undulation" of the crystalline basement, still before the sedimentation of the Wendian cover, led to a complete or almost complete removal of the Gothian, Sub-Jotnian

and Jotnian complexes from the elevated portions of the basement. They persisted only in the depression areas of the basement.

The Mazowsze, Dobrzyń and Pomerania granitoid massifs are, as far as their area is concerned, the largest tectonic units of the crystalline basement. They are surrounded with the Svecofenno-Karelian systems. The older Precambrian complexes made here the substratum of the granitoid massifs. Within the Svecofenno-Karelian geosyncline these massifs most probably played a part of the central massifs, and in their marginal portions were deformed. In the Gothian cycle they underwent regeneration, expressed as granitization and migmatization of the older substratum, as well as local mobilization of the rheomorphic and anatectic granitoids. On these granitoids the Gothian formations accumulated, later on metamorphosed and then eroded almost completely, except for small isolated patches only.

The activation, expressed in the form of disjunctive tectonics, was responsible for the formation of grabens and depressions on the massifs, where the Jotnian molasse accumulated due to the lowering and uplifting movements. The deep rupture zones were used by the anorogenic, alkalic-gabbroidal, alkalic-ultrabasic and alkalic intrusions, as well as by the Jotnian subvulcanites and vulcanites. The differentiated vertical mobility of the basement led also to the wide deformations of the sedimentary cover and to the use of the disjunctive zone by the Wendian and Lower Palaeozoic vulcanites and subvulcanites.

Svecofenno-Karelian metamorphic complexes. The Svecofenno-Karelian branches, represented by the Podlasie, Ciecchanów and Kaszuby complexes, which link the granitoid massifs, represent the well-directed systems of the crystalline basement.

In the synclinal units the Svecofenno-Karelian complexes are represented by gneisses and migmatites, and in the anticlinal (or anticlinal) ones — by primorogenic, metamorphic granitoids, locally accompanied with the Gothian palinogenetic granitoids. Within the more eroded areas, the gneisses are not too thick, and occur as patches in granitoids, disclosing numerous post-orogenic vein granites, pegmatites and palinogenetic granitoids.

The middle part of the Podlasie complex is most eroded. It consists of several synclinal units and anticlinal units of lower order. The petrological analysis demonstrates that the synclinal infrastructures and the separating anticlinal ones are built of the formations related to the deeper, almost axial geosynclinal zones. This is proved by a considerable percentage of pyroxene granulites, anderbites, charnockites, gabbro-amphibolites, leucogabbro-anorthosites in the metamorphic series. They represent altered, pre-inversion volcanogenic-sedimentary formations, and are basal formation of a large metamorphic complex.

The next, deeply eroded part of the Podlasie complex is the Sejny-Augustów structure. It is disturbed by a zone of tectonic fractures, thrown, and almost completely hidden under the Gothian macrostructure. Thus, in the substratum of the porphyroblastic, hornblende-biotite granitogneisses pyroxene granulites and anderbites can be expected to occur.

The rocks of the Sławatycze elevation are here the third deeply eroded part of the Svecofenno-Karelian of the Podlasie complex. Here are found strongly granitized products of preorogenic volcanism.

The Svecofenno-Karelian system is characterized by the intense folding of rocks which dip under an angle of about 70—90°. A high anisotropism of the structures, a complicated folding, and an abrupt inclination of the rocks were favourable for

the multiple rejuvenation of the mylonitization zones, cataclasis, and brecciation showing directions concordant with the general structural plan, and those of transverse character. These processes were particularly common within the boundary zones of various objects, e.g. isotropic granitoid massifs and anisotropic units of the Svecofenno-Karelian system, as well as between the gneissic infrastructures and primorogenic granitoids, also within the gneissic complexes.

A tectonic animation took place in the Gothian cycle, when the Svecofenno-Karelian basement was being covered with the supracrustal rocks subjected then to metamorphism. Such a specific tectonics in the basement was posthumously favourable also for the Wendian activation and basalt outflows.

The Ciechanów branch of the Svecofenno-Kareliides has so far insufficiently been penetrated by drillings.

The recently recognized Kaszuby branch of the Svecofenno-Kareliides occurs in the East Pomerania area. It has so far been established that the rock complexes of this branch come from a deeper part of the geosyncline, and are built up of pyroxene granulites, charnockites and pyroxene gneisses.

Gothian metamorphic complexes. The reconstruction of the crystalline basement, begun in the Svecofenno-Karelian cycle, continued in the Gothian cycle. The Gothian rocks overlying the Pre-Svecofenno-Karelian substratum, are represented by metamorphic schists and gneisses.

In the basement of the Peri-Baltic depression, metamorphic schists and gneisses are found sporadically. Predominant are here porphyroblastic granite gneisses, rapakivi-like granitoids, and anorthosite-norite intrusions. In the granitoid massifs — regenerated during the Gothian cycle — and within the marginal zones of the Svecofenno-Karelian system, are found palyngenetic and anatectic granitoids surrounded with metasomatic granites and migmatites.

The supracrustal Gothian formations were developed in one metamorphic cycle only. Their dip changes, ranging for the most part from 40 to 70°. Their deformation structures are less complicated than in the polymetamorphic Svecofenno-Karelian formations. On the Svecofenno-Karelian basement these rocks are more disturbed, their granitization and mylonitization being more strongly expressed.

The contact zone of the Mazury complex of the Gothides with the Svecofenno-Karelian system and its central granite massifs was in the Sub-Jotnian and Jotnian times an area of both tectonic and magmatic activation. To this zone are related anorogenic alkalic-gabroidal, alkalic-ultrabasic and alkalic intrusions.

The Karelian-Gothian cycle ends with the molasse sedimentation in grabens and depressions, accompanied with the alkalic magmatism and subvolcanism. The Jotnian rocks are found in patches showing a meridional elongation related to the system of the Gothian dislocations.

The analysis of thicknesses, ranges, and formational and facial development of the individual structural complexes in the sedimentary cover proves the differentiated vertical movements of the crystalline basement of the Precambrian platform from the Precambrian time to the present day.

The vertical movements of the crystalline basement are, due to the displacement of the masses in its substratum, caused by the equalization of their density or thermal differentiation. After the crystallization period of the crystalline basement these movements were intensified by the erosional processes, which removed huge masses of the folded rock massif and levelled its surface. The displacement of the material and its accumulation in the form of molasse at other sites were also the effect of the differentiated vertical movement of the basement.