

Tadeusz DEPCIUCH, Józef LIS, Hubert SYLWESTRZAK

Wiek izotopowy K-Ar skał podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski

WSTĘP

Podłoże krystaliczne północno-wschodniej części Nizy Polskiego stanowi jeden z elementów dolnego piętra prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej. W stosunku do całego obszaru platformy jest to element brzeżny, którego powierzchnia w granicach Polski stanowi niewielki ułamek (ok. 4^o/_o).

Strop podłoża krystalicznego na obszarze NE Polski występuje na głęb. 230 — 9000 m (ok. 4/5 powierzchni podłoża znajduje się na głęb. poniżej 1000 m). Informacje geologiczne są więc uzyskiwane za pomocą metod geofizycznych oraz wierceń przebijających z reguły tylko niewielką część krystaliniku.

Na sąsiadującym z Polską obszarze Białorusi podłoże krystaliczne nawiercono w licznych otworach (ok. 1000). Można przyjąć, że jeden punkt rozpoznania charakteryzuje tu ok. 200 km² powierzchni krystaliniku. Na obszarze północno-wschodniej Polski podłoże krystaliczne nawiercono w ok. 100 otworach, a więc jeden punkt rozpoznania przypada na ok. 1700 km² powierzchni krystaliniku.

Wyniki badań geologicznych podłoża krystalicznego Nizy Polskiego (w tym także i wyniki badań geochronologicznych) muszą być z natury rzeczy nawiązywane do:

- poglądów na ogólny rozwój prekambru;
- lokalnych schematów stratygraficznych (z włączeniem danych geochronologicznych, jeśli takie istnieją) najbliższych, sąsiadujących obszarów (Białoruś, Litwa, Ukraina, Bornholm).

W praktyce, nawiązywanie wyników do tych punktów odniesienia jest bardzo trudne i często posiada wartość czysto umowną.

OGÓLNE UWAGI O GEOCHRONOLOGII PREKAMBRU

Sytuację panującą w chwili obecnej w dziedzinie stratygrafii prekambriu cechuje kontrowersyjność i niespójność schematów stratygraficznych skomplikowana dodatkowo masowym napływem nowych informacji, których interpretacja nie jest możliwa przy stosowaniu dotychczasowych metod. Prócz licznych, drobnych publikacji o charakterze przyczynkowym ukazuje się dużo obszernych prac monograficznych, które nie wnoszą jednak oczekiwanego ładunku, gdyż są z reguły powtórzeniem heterogenicznych danych. Rocznie publikuje się kilka schematów stratygraficznych prekambriu, a w latach, kiedy odbywają się międzynarodowe kongresy geologiczne, ilość ich wzrasta do kilkunastu. (Przykładem skrajnym jest opublikowanie przez tego samego autora w ciągu jednego roku dwóch odmiennych schematów).

Przytaczanie schematów i dyskusowanie na ich temat byłoby zadaniem niewykonalnym. Za przykład rozbieżności poglądów może posłużyć fakt, że F. Lotze i in. (1966) przyjmują za dolną granicę ryfeju 1000 mln lat, a za górną granicę archaiku 2600 mln lat, podczas gdy L. I. Sałop (1973) przyjmuje za dolną granicę ryfeju 2600 mln lat, zaś za górną granicę archaiku 3500 mln lat.

Różna jest także ilość członów podziału prekambriu. Waha się ona u różnych autorów od 3 do 12. W większości przypadków przyjęta jest periodyzacja 5-członowa.

Wobec nieustalonych ogólnych schematów rozwoju prekambriu uzyskane dane geochronologiczne można nawiązywać jedynie do najbliższych sąsiadujących prekambryjskich elementów strukturalnych, tzn. do dolnego piętra strukturalnego prekambriu, występującego na obszarze Białorusi a częściowo także na tarczy ukraińskiej, oraz do krystalicznych utworów Bornholmu i południowej Skandynawii.

STRATYGRAFICZNO-GEOCHRONOLOGICZNY SCHEMAT
PREKAMBRU BIAŁORUSI

Szczególne znaczenie ma nawiązywanie do wyników badań analogicznych oraz do poglądów na stratyografię prekambriu obszaru Białorusi. Ewolucję tych poglądów można w największym skrócie przedstawić następująco.

E. Gerling i in. (1962) opierając się na wynikach 14 datowań wydzielił w prekambriu Białorusi wiekowe analogi białomorydów (wiek radiometryczny K-Ar 1930 — 1940 mln lat), svekofennidy-karelidy (1600 — 1700 mln lat) i gotydy (1300 — 1500 mln lat). W tym samym roku ten sam zespół autorów (A. M. Pap i in., 1962) na podstawie czasowych i przestrzennych kryteriów klasyfikacji (dane geofizyczne, dane petrograficzne: skład plagioklazów, charakter zbliźniczeń, zmienność cech optycznych, rozkład pierwiastków śladowych) wydzielił cztery piętra strukturalne: archaiczny kompleks gnejsów, dolnoproteozoiczny kompleks paragnejsów, proteozoiczny kompleks gnejsów oraz górno-

proterozoiczny kompleks łupków i kwarcytów. Takie wiekowe rozpozniowanie potwierdzają według tych autorów wyniki oznaczeń wieku biotyów metodą K-Ar.

Podobny podział przedstawia w tym samym czasie A. M. Pap (1962). Na tle analogicznie przyjętych kompleksów stratygraficznych wyróżnia on 4 cykle tektoniczno-magmowe: białomorydy, svekofennidy-karelidy, gotydy i analogi serii owruckiej. W następnej pracy autor ten (A. M. Pap, 1964), łącząc dwa górne piętra strukturalne w jedno piętro, przyjmuje istnienie trzech pięter. W myśl tych poglądów I piętro strukturalne tworzy sztywny blok odpowiadający białomorydom Karelii. Blok ten okalają od południa utwory II piętra odpowiadające karelidom (a na obszarze Ukrainy i Kurskiej Anomalii Magnetycznej odpowiadające serii saksagańskiej). Utwory III piętra tworzą w NE części Białorusi serię szczuczyńską. Dalej ku zachodowi przechodzą one na obszar Polski, po czym łączą się z gotydami południowej Szwecji.

Podobne stanowisko w tej kwestii zajmują E. Gerling i in. (1964, 1967). Zespół fałdów ciągnący się od rejonu Wielkich Łuków do Brześcia zaliczają oni do gotydów, czyli do górnego — III piętra strukturalnego.

Przełomu w interpretacji stratygrafii prekambryjskiego podłoża Białorusi dokonał B. Bondarenko (1970), który na podstawie analizy strukturalnej wydzielił dwa podstawowe kompleksy strukturalne: presvekofenno-karelski i svekofenno-karelski, wyróżniając w tym ostatnim antyklinalne struktury wczesnokarelskie i synklinalne struktury późnokarelskie; w pracy tej nie uwzględniono danych geochronologicznych.

Najobszerniejszą — do chwili obecnej — analizę rozwoju prekambru na obszarze Białorusi przedstawił A. Pap i in. (1973). W prekambrze wyróżniono dwa piętra strukturalne. Piętro dolne, określane jako „gnejsy podłoża”, zbudowane jest z utworów zmetamorfizowanych w warunkach facji granulitowej i amfibolitowej (gnejsy, łupki krystaliczne i amfibolity), częściowo zgranityzowanych i poprzerywanych intruzjami. Piętro górne cechuje się słabszym stopniem metamorfizmu (facja zieleńcowa i epidotowo-amfibolowa). Metamorficzne skały dolnego piętra dzielą się na dwa kompleksy: 1 — gnejsów, 2 — amfibolitów i łupków krystalicznych. Obydwa te kompleksy są pochodzenia wulkanogeniczno-osadowego. Wiek ich na podstawie stopnia metamorfizmu oraz analogii z sąsiednimi obszarami występowania prekambru należy uznać za archaiczny. Wiek radiometryczny tych utworów jest zaniżony i datuje późniejsze przeobrażenia. Górne piętro strukturalne jest reprezentowane przez serię okołowską, tj.: łupki kwarcytowe, serycytowe, aktynolitowe, kwarcyty żelaziste itp. W większości są to również skały powstałe z przeobrażenia formacji wulkaniczno-osadowych. Przeobrażenia zachodziły tu jednakże w warunkach niskich ciśnień. Wiek górnego piętra strukturalnego uznano za dolnoproterozoiczny (> 2000 mln lat).

Wyniki datowań izotopowych na ogół nie określają wieku bezwzględnego serii skalnych. Należy jednak podkreślić, że wyniki uzyskane dla poszczególnych serii grupują się w dość wąskich granicach, co wskazuje, że wartości te mają sens geochronologiczny, mimo że nie datują spodziewanego „czasu powstania skały”. W omawianej pracy wyrażono pogląd, że utwory górnego piętra strukturalnego zostały sfałdowane podczas faz górnokarelskich.

Podsumowując omówienie ewolucji poglądów na stratygrafię prekambriu Białorusi należy podkreślić, że w pierwszych latach badań podłoża wyniki uzyskane przez zastosowanie metod izotopowych uznawano za wartości absolutne, traktując je jako „wiek bezwzględny”. W związku z tym tabela stratygraficzna była stosunkowo nieznacznie rozciągnięta w czasie. Uważano, że najwcześniej powstałe skały są niewiele starsze niż 1900 mln lat (wartość tę uznano za przełom archaiku i proterozoiku). W ostatnich latach obserwuje się tendencję do nawiązywania schematu stratygraficznego prekambriu Białorusi do stratygrafii sąsiednich, lepiej odsłoniętych i rozpoznanych obszarów występowania tych utworów (Ukraina, Karelia, Kurska Anomalia Magnetyczna). Wynikom oznaczeń wieku uzyskanym za pomocą izotopów przypisuje się określony sens geologiczny, ale nie traktuje się ich jako danych bezwzględnych, określających czas powstania skały. Jednocześnie, wobec przyjęcia za granicę archaiku i proterozoiku wartości 2600 mln lat, znacznie rozciągnięto wstecz przedział czasowy, w którym zachodziło formowanie się prekambryjskich struktur Białorusi.

Uległy zmianie także poglądy na temat później powstałych struktur i etapów ich rozwoju. Niektórzy badacze (N. P. Semenenko i in., 1968) przyjmowali istnienie geosynkliny gotyjskiej, o przebiegu równoleżnikowym od południowego Uralu do północno-wschodniej Polski, skreślającej następnie ostro ku NE. A. Pap (1964) zaliczył do gotydów system fałdowy, ciągnący się od Wielkich Łuków do Brześcia, którego jednym z elementów jest seria podlaska. W ostatnich latach B. Bondarenko (1970) oraz A. Pap i in. (1973) przyjmują, że w strukturze podłoża krystalicznego Białorusi występują elementy archaiczne — presvekofenno-karelskie, a także dolnoproterozoiczne — svekofenno-karelskie. Zgodnie z tym zakładają oni pregotyjski okres kratonizacji podłoża.

Częste zmiany koncepcji i brak zgodności w podstawowych problemach wskazują, że stan rozpoznania podłoża Białorusi jest jeszcze niezadawalający. W chwili obecnej brak jest bowiem metod pozwalających na jednoznaczną interpretację budowy i rozwoju struktur prekambryjskich.

Wobec niemożliwości uzyskania na rozległym obszarze Białorusi jednoznacznych reperów stratygraficzno-geochronologicznych za układ odniesienia dla uzyskanych wyników przyjęto lokalne schematy stratygraficzne, opracowane dla fragmentu platformy prekambryjskiej występującej w granicach NE Polski.

STAN POGŁADÓW NA STRATYGRAFIĘ PODŁOŻA KRYSZALICZNEGO PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI NIŻU POLSKIEGO

Poglądy na stratygrafię i rozwój prekambriu w NE części Niżu Polskiego przeszły w latach 1960 — 1974 znaczną ewolucję. Pierwszy schemat stratygraficzny (J. Znosko, 1960) opierał się na danych pochodzących z zaledwie kilku otworów wiertniczych. Schematy opublikowane ostatnio (S. Kubicki, W. Ryka, J. Znosko, 1972; W. Ryka, 1973; S. Kubicki, W. Ryka, 1974) opracowane są na podstawie znacznej ilości otworów wiertniczych oraz wyników zdjęć geofizycznych. Należy zaznaczyć, że

stopień rozpoznania poszczególnych formacji podłoża jest bardzo nierównomierny. Prace wiertnicze w okresie minionego piętnastolecia koncentrowały się głównie na rozpoznaniu intensywnych anomalii magnetycznych i grawimetrycznych, dlatego też rozległe obszary o słabym zróżnicowaniu parametrów geofizycznych są w chwili obecnej rozwiercone w bardzo słabym stopniu.

Obecne poglądy na temat budowy geologicznej podłoża prekambryjskiego NE Polski przedstawiają się w zarysie następująco (W. Ryka, 1961, 1964; O. Juskowiak, W. Ryka, 1968, 1970; O. Juskowiak, 1971). Wyróżnia się trzy różnowiekowe kompleksy stratygraficzno-strukturalne. Najstarszy kompleks — presvekofenno-karelski jest reprezentowany przez zregenerowane struktury podłoża svekofenno-karelidów. Należące do niego kompleksy — mazowiecki, dobrzyński i pomorski — stanowią trzy owalne masywy granitoidowe, które zajmują ok. 50% powierzchni całego podłoża krystalicznego. Nawiercone są one tylko w kilku otworach. Do młodszych — svekofenno-karelskich kompleksów strukturalnych zaliczony jest kompleks podlaski, charakteryzujący się obecnością liniowych struktur, w obrębie których występują polimetamorficzne serie gnejsów i łupków krystalicznych facji amfibolitowej. Najmłodszymi — gotyjskimi elementami strukturalnymi są kompleksy: kampsinoski i mazurski (intruzja suwalska) wykształcone w płytszych zakresach facji amfibolitowej oraz w facji zieleńcowej. W obrębie kompleksów svekofenno-karelskich i gotyjskich tkwią liczne, młodsze utwory magmowe o zróżnicowanym składzie (noryty, granity, pegmatyty itd.) i różnej genezie (magma, palingenetyczna, reomorficzna).

Przedstawiona powyżej klasyfikacja głównych kompleksów strukturalnych prekambryjskiego podłoża NE Polski służyła za podstawę do zaszeregowania i interpretacji danych geochronologicznych.

METODA I DOKŁADNOŚĆ OZNACZEŃ WIEKU IZOTOPOWEGO K-Ar

Dla dokonania oznaczeń zawartości argonu w badanych minerałach i skałach stosowano metodę pomiaru objętościowego (T. Depciuch, 1971), a poprawność wykonywanych oznaczeń kontrolowano za pomocą metody izochronowej w układzie potas-argon (T. Depciuch, J. Lis, 1971). Do obliczenia wieku wykorzystywano stałe: $\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{rok}^{-1}$ i $\lambda_{\alpha} = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{rok}^{-1}$.

Oznaczenia potasu wykonywane były częściowo metodą wagową w Pracowni Analitycznej Zakładu Złóż Pierwiastków Rzadkich i Promieniotwórczych IG, częściowo zaś metodą fotometrii płomieniowej w Głównym Laboratorium Chemicznym IG.

Precyzję metody oznaczeń obliczono przy zastosowaniu testu t na podstawie danych podwójnych (W. Volk, 1965). Obliczenia przedziałów ufności przeprowadzono dla trzech grup oznaczeń wieku mieszczących się w przedziałach: 1301—1400, 1401—1500 i 1501—1600 mln lat.

W wyniku przeprowadzonych obliczeń określono z prawdopodobieństwem 99% następujące przedziały ufności w poszczególnych grupach oznaczeń wieku bezwzględego:

Tabela 1

Wiek izotopowy K-Ar skał metamorficznych i magmowych kompleksu podlaskiego

Nr próbki	Otwór	Głębokość w m	Skała	Mi-ne-rał	Za-war-tość K w %	Zawar-tość Ar $\cdot 10^{-9}$ /g	Wiek $\cdot 10^6$ lat
1	2	3	4	5	6	7	8
41/Ar	Sokółka 1	480,0	gnejs	B	6,17	891,5	1380
41/Ar	Sokółka 1	480,0	gnejs	B	6,17	902,0	1391
42/Ar	Sokółka 1	532,0	migmatyt	B	7,75	1107,8	1369
190/Ar	Sokółka 1	558,0	migmatyt	B	5,90	883,2	1415
44/Ar	Sokółka 1	626,0	migmatyt	B	6,23	996,0	1481
44/Ar	Sokółka 1	626,0	migmatyt	B	6,23	1000,4	1485
44/Ar	Sokółka 1	626,0	migmatyt	B	6,23	1040,0	1526
91/Ar	Sokółka 1 bis	485,0	gnejs	B	5,80	933,8	1488
91/Ar	Sokółka 1 bis	485,0	gnejs	B	5,80	930,0	1485
182/Ar	Sokółka 1 bis	454,0	gnejs	B	7,20	1129,0	1462
45/Ar	Sokółka 3		łupek biotytowy	B	7,59	1190,7	1462
45/Ar	Sokółka 3		łupek biotytowy	B	7,59	1144,0	1422
46/Ar	Sokółka 8	486,0	gnejs	B	6,66	919,8	1338
183/Ar	Kruszyniany 3	445,0	migmatyt	B	7,22	1052,0	1388
183/Ar	Kruszyniany 3	445,0	migmatyt	B	7,22	1086,0	1420
47/Ar	Kruszyniany 3	446,0	migmatyt	B	7,31	1064,8	1388
47/Ar	Kruszyniany 3	446,0	migmatyt	B	7,31	1063,4	1386
47/Ar	Kruszyniany 3	446,0	migmatyt	B	7,31	1068,4	1391
187/Ar	Kruszyniany 5	459,0	gnejs	B	5,41	883,7	1502
187/Ar	Kruszyniany 5	459,0	gnejs	B	5,41	892,2	1513
187/Ar	Kruszyniany 5	459,0	gnejs	B	5,41	905,5	1529
184/Ar	Krasnopol 2	618,0	granitoid	B	6,42	926,7	1378
184/Ar	Krasnopol 2	618,0	granitoid	B	6,42	928,4	1380
50/Ar	Krasnopol 3	582,0	gnejs	B	6,15	914,8	1408
50/Ar	Krasnopol 3	582,0	gnejs	B	6,15	911,5	1405
52/Ar	Krasnopol 4	554,0	migmatyt	B	7,85	1140,8	1385
95/Ar	Krasnopol 4	567,0	gnejs	B	5,51	938,3	1547
95/Ar	Krasnopol 4	567,0	gnejs	B	5,51	924,5	1525
95/Ar	Krasnopol 4	567,0	gnejs	B	5,51	939,7	1548
51/Ar	Krasnopol 5	607,0	granit alkaliczny	B	6,72	1765,6	2047
51/Ar	Krasnopol 5	607,0	granit alkaliczny	B	6,72	1719,4	2013
51/Ar	Krasnopol 5	607,0	granit alkaliczny	B	6,72	1725,8	2019
51/Ar	Krasnopol 5	607,0	granit alkaliczny	B	6,72	1737,6	2027
55/Ar	Holeszów	489,0	amfibolit	B	7,34	1136,5	1448
55a/Ar	Holeszów	489,0	amfibolit	B	6,04	905,9	1417
56/Ar	Mielnik	1804,0	trapp-granulit	B	6,98	1164,0	1527
56/Ar	Mielnik	1804,0	trapp-granulit	B	6,98	1155,6	1517
62/Ar	Podborowisko	805,5	amfibolit	B	8,00	1359,3	1545
62/Ar	Podborowisko	805,5	amfibolit	B	8,00	1347,7	1530
63/Ar	Podporowisko	836,0	granitognejs	B	6,32	1070,7	1542

1	2	3	4	5	6	7	8
64/Ar	Augustów	655,0	gnejs	B	5,65	827,2	1392
64/Ar	Augustów	655,0	gnejs	B	5,65	813,4	1376
185/Ar	Krynki	371,0	gnejs	B	7,29	1031,6	1360
188/Ar	Tatarowce	529,0	granitognejs	B	5,97	847,7	1369
383/Ar	Sejny	685,5	pegmatyt	S	9,27	1034,0	1143
386/Ar	Sejny	685,5	pegmatyt	B	3,34	515,1	1445
386/Ar	Sejny	947,3	amfibolit	Sk	0,48	69,7	1385
388/Ar	Sejny	980,4	gnejs	B	5,36	999,0	1644
396/Ar	Sokółka 4	473,5	gnejs oczkowy	Sk	3,86	511,9	1297
396/Ar	Sokółka 4	473,5	gnejs oczkowy	Sk	3,86	513,4	1301
396/Ar	Sokółka 4	473,5	gnejs oczkowy	Sk	3,86	502,0	1279
458/Ar	Narejki	699,4	amfibolit	Sk	3,68	635,0	1560
459/Ar	Narejki	846,0	gnejs horn- blendowo-bio- tytowy	A+ B	5,36	826,9	1445
460/Ar	Narejki	895,1	gnejs horn- blendowo-bio- tytowy	B	7,24	1150,0	1475
462/Ar	Narejki	906,9	gnejs horn- blendowo-bio- tytowy	A+ B	4,62	705,8	1435
463/Ar	Narejki	909,6	amfibolit	B	6,16	977,7	1476
390/Ar	Jastrzębna	514,7	pegmatyt mikroklinowy	S	9,01	1216,7	1314
390/Ar	Jastrzębna	514,7	pegmatyt mikroklinowy	S	9,01	1210,3	1309
390/Ar	Jastrzębna	514,7	pegmatyt mikroklinowy	B	7,69	2699,4	2422
390/Ar	Jastrzębna	514,7	pegmatyt mikroklinowy	B	7,69	3024,5	2584
390/Ar	Jastrzębna	514,7	pegmatyt mikroklinowy	B	7,69	3029,6	2586
390/Ar	Jastrzębna	514,7	pegmatyt mikroklinowy	B	7,69	2924,6	2537
390/Ar	Jastrzębna	514,7	pegmatyt mikroklinowy	B	7,69	3160,8	2646
391/Ar	Jastrzębna	514,7	pegmatyt albi- towy	B	6,94	1377,3	1715
391/Ar	Jastrzębna	514,7	pegmatyt albi- towy	B	6,94	1379,0	1715
392/Ar	Jastrzębna	584,1	gnejs kordiere- towo-sylimani- towy	A+ B	4,78	801,5	1530
392/Ar	Jastrzębna	584,1	gnejs kordiere- towo-sylimani- towy	A+ B	4,78	793,7	1525
393/Ar	Jastrzębna	603,2	gnejs biotytowy	B	4,70	810,6	1560
393/Ar	Jastrzębna	603,2	gnejs biotytowy	B	4,70	772,4	1510

1	2	3	4	5	6	7	8
393/Ar	Jastrzębna	603,2	gnejs biotytowy	B	4,70	807,1	1555
394/Ar	Jastrzębna	627,2	gnejs biotytowy	Sk	3,07	441,1	1380
394/Ar	Jastrzębna	627,2	gnejs biotytowy	Sk	3,07	438,1	1366
464/Ar	Jastrzębna	523,4	amfibolit	B	7,15	1026,9	1374
465/Ar	Jastrzębna		pegmatyt	B	7,98	1155,0	1381
465/Ar	Jastrzębna		pegmatyt	B	7,98	1145,4	1373
466/Ar	Jastrzębna		pegmatyt	B	7,45	1100,0	1401
467/Ar	Jastrzębna		amfibolit	B	5,57	865,3	1452
468/Ar	Jastrzębna		gnejs biotytowy	B	6,88	974,6	1361
469/Ar	Jastrzębna		gnejs sylimani- towo-kordier- towy	B	6,18	920,6	1410
470/Ar	Jastrzębna	689,3	gnejs sylimani- towo-kordier- towy	B	7,05	982,5	1345
471/Ar	Jastrzębna		gnejs sylimani- towo-kordier- towy	B	6,18	1475,0	1929
471/Ar	Jastrzębna		gnejs sylimani- towo-kordier- towy	B	6,18	1583,7	2016
471/Ar	Jastrzębna		gnejs sylimani- towo-kordier- towy	B	6,18	1446,4	1906
469/Ar	Jastrzębna		gnejs sylimani- towo-kordier- towy	B	6,18	921,4	1411
38/Ar	Rajgród	691,5	granitognejs	B	7,70	1099,0	1368
38a/Ar	Rajgród	691,5	granitognejs	B	7,40	1049,6	1363
39/Ar	Rajgród	702,0	skialit biotytowy	B	8,06	1130,1	1351
39/Ar	Rajgród	702,0	skialit biotytowy	B	8,06	1105,3	1328
40/Ar	Rajgród	708,0	skialit biotytowy	B	7,89	1221,5	1448
66/Ar	Zabłudów	808,0	gnejs	B	6,63	987,4	1410
66/Ar	Zabłudów	808,0	gnejs	B	6,63	982,0	1404

Oznaczenia: A — amfibol, B — biotyt, M — muskowitz, S — skała, Sk — skała (dotyczy tabel 1—6)

— dla pojedynczego pomiaru — 1350 ± 37 , 1450 ± 38 , 1550 ± 57 mln lat;

— dla średniej z dwu oznaczeń — 1350 ± 26 , 1450 ± 27 , 1550 ± 40 mln lat.

WYNIKI BADAŃ

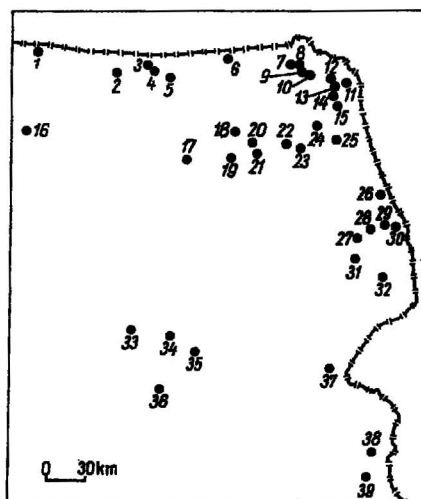
W związku z nierównomiernym rozmieszczeniem otworów nawiercanych strop utworów krystalicznych podłoża w północno-wschodniej Polsce, stopień rozpoznania geochronologicznego poszczególnych kompleksów strukturalnych jest bardzo różny. Najlepiej zostały poznane

skały kompleksu podlaskiego i intruzji suwalskiej, w mniejszym stopniu skały kompleksów: kampinoskiego i mazurskiego, w stopniu zaś nikłym skały mazowieckiego masywu centralnego.

Wyniki oznaczeń zestawiono w tab. 1 oraz na mapie lokalizacji otworów wiertniczych (fig. 1).

Fig. 1. Lokalizacja otworów wiertniczych, w których oznaczono wiek bezwzględny
Location of boreholes with absolute age determinations

1 — Żelazna Góra; 2 — Bartoszyce; 3 — Barciany 3; 4 — Barciany 1; 5 — Listeniec 1; 6 — Gołdap 1; 7 — Krzemianka 1; 8 — Krzemianka 16; 9 — Jeleniowo 1; 10 — Zubryń 1; 11 — Sejny; 12 — Krasnopol 2; 13 — Krasnopol 3; 14 — Krasnopol 4; 15 — Krasnopol 5; 16 — Olsztyn 2; 17 — Wejsuny (Pisz); 18 — Klusy 1; 19 — Drygały; 20 — Elk 1; 21 — Prostki; 22 — Rajgród 1; 23 — Tajno 5; 24 — Augustów 1; 25 — Jastrzębna; 26 — Sokółka 1; 27 — Tatarowce; 28 — Kruszyniany 5 (Nowosiółki); 29 — Kruszyniany 3; 30 — Krynki; 31 — Zabłudów 1; 32 — Podborowisko; 33 — Pułtusk 1; 34 — Wyszaków 1; 35 — Tuszcz 1; 36 — Okuniew 1; 37 — Mielnik; 38 — Wisznice; 39 — Holeszów



KOMPLEKS PODLASKI

Wiek izotopowy skał kompleksu podlaskiego (gnejsów, migmatytów, granitów, łupków łyszczkowych, amfibolitów i pegmatytów) został oznaczony głównie na wydzielonym biotycie. Wiek ten waha się w szerokich granicach od 1143 do 2710 mln lat. Zróznicowanie tych wyników nie jest, jak się wydaje, zależne ani od charakteru petrograficznego skał, ani też od stopnia ich metamorfizmu. Wyniki oznaczeń, przedstawione na wykresach w układzie: bezwzględna ilość argonu w gramach, ilość potasu w gramach (fig. 2), pozwoliły wydzielić dwie główne izochrony o wartościach wieku 1386 mln lat i 1542 mln lat. Również histogram wartości wieku (fig. 3) wskazuje na rozkład dwumodalny z jednym maksimum ok. 1400 mln lat i drugim między 1500 a 1550 mln lat.

Obok tej podstawowej grupy wartości w pojedynczych próbkach skał oznaczono wartości wieku znacznie wyższe. Biotyt z granitu alkalicznego z otworu Krasnopol 5 wykazał wiek 2026 mln lat (średnia z 4 oznaczeń). Granit ten wykazuje cechy granitu magmowego i został zaliczony do późnoorogenicznego zespołu magmowego (O. Juskowiak, 1971).

Bardzo duże zróznicowanie wiekowe stwierdzono w skałach (gnejsy, amfibolity, pegmatyty) nawierconych w otworze Jastrzębna. Obok grupy wyników mieszczących się w granicach 1350—1560 mln lat, biotyt z jednej próbki gnejsu syliamanitowo-kordierytowego wykazał wiek 1925 mln lat (średnia z 3 oznaczeń). Odrębnym zagadnieniem jest tu wysoki wiek biotytu pochodzącego z pegmatytów. Biotyt z próbki pegmatytu

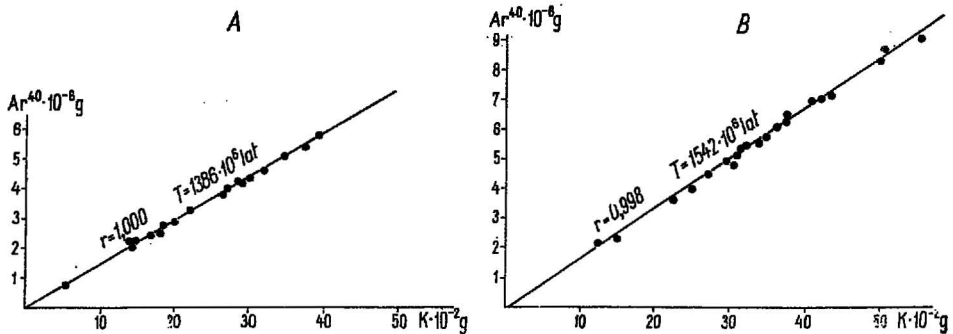


Fig. 2. Wiek izochronowy skał kompleksu podlaskiego

Isochrone age of the Podlasie complex rocks

A — izochrona o wartości 1386 mln lat, B — izochrona o wartości 1542 mln lat

A — 1386 m.y. isochrone, B — 1542 m.y. isochrone

mikroklonowego z głęb. 514,7 m wykazał wiek 2550 mln lat (średnia z 5 oznaczeń), natomiast z próbki pegmatytu z głęb. 518,7 m — 1715 mln lat (średnia z 2 oznaczeń). W pierwszym przypadku zwraca uwagę duży rozrzut wyników oznaczeń dla tej samej próbki (2422—2646 mln lat), znacznie wyższy niż rozrzut, którego można by oczekiwać przy precyzji stosowanej metody. Wiek skalenia z pegmatytu mikroklonowego jest o połowę niższy i wynosi 1311 mln lat (średnia z 2 oznaczeń).

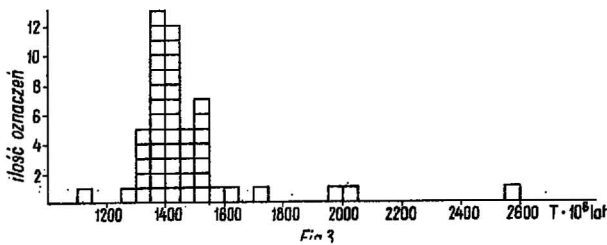


Fig. 3. Histogram wartości wieku skał kompleksu podlaskiego

Age histogram for the Podlasie complex rocks

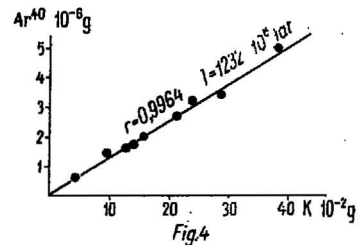


Fig. 4. Wiek izochronowy skał kompleksu kampinoskiego

Isochrone-age of the Kampinos complex rocks

Wysoki wiek biotytu z niektórych pegmatytów z Jastrzębnej można tłumaczyć jako „zakonserwowanie” wieku zbliżonego do czasu krystalizacji minerału, podczas gdy niewątpliwie starsze skały z otoczenia uległy intensywnemu odmłodzeniu. Na takie „zakonserwowanie” wieku zbliżonego do rzeczywistego mogłyby mieć wpływ duże rozmiary ziarn biotytu. Minerale gruboziarniste posiadają bowiem (P. E. Damon, 1973) znacznie większą zdolność zatrzymywania dyfundującego argonu. Do odprowadzenia argonu z grubokrystalicznych biotytów i amfiboli potrzebna jest znacznie wyższa temperatura niż w przypadku drobnokrystalicznych ziarn tych minerałów. Wytłumaczenie to w omawianym przypadku jest jednak nie do przyjęcia. Mamy tu prawdopodobnie do

czynienia ze znanym zjawiskiem, tzw. argonu nadwyżkowego. Zjawisko to nie jest całkowicie wyjaśnione, ale prawdopodobnie zachodzi ono na większych głębokościach przy stosunkowo wysokim ciśnieniu parcjalnemu argonu uwolnionego z innych minerałów. Wobec istniejącego w tych warunkach niskiego ciśnienia parcjalnemu wody, radiogeniczny argon może wchodzić w struktury niektórych minerałów. Na obecność argonu nadwyżkowego wskazywałyby znaczny rozrzut wyników oznaczeń w przypadku tej samej próbki biotyty, co można wiązać z nierównomierną koncentracją argonu w różnych częściach nawet niewielkiego fragmentu skały. Również dwukrotna różnica wieku między skalaniem i biotytem jest, mimo znacznej podatności skaleni na ucieczkę argonu, zbyt duża, aby mogła być jedynie wynikiem różnej retencji argonu w biotycie i mikroklinie.

Petrograficzne badania kompleksu podlaskiego (W. Ryka, 1973) wskazują na intensywny polimetamorfizm budujących go skał, który nie pozostał bez wpływu na ich wiek izotopowy. Skały te uległy generalnemu odmłodzeniu. Większość uzyskanych wyników odpowiada końcowym fazom cyklu gotyjskiego. Wieki starsze — być może zbliżone do wieków rzeczywistych (granit z otworu Krasnopol 5, gnejs sylimanitowo-kordierytowy z Jastrzębnej) — odpowiadałyby górnej granicy cyklu svekofeńskiego. Serie skał metamorficznych: rajgrodzka i zabłudowska, leżące w strefie kontaktu kompleksu podlaskiego i mazowieckiego, były poprzednio (rajgrodzka) lub są obecnie (zabłudowska) zaliczane do kompleksu kampinoskiego (W. Ryka, 1963; S. Kubicki, W. Ryka, J. Znosko, 1972). Wiek izotopowy tych skał (seria rajgrodzka — 1371 mln lat, seria zabłudowska — 1407 mln lat; średnie z 2 oznaczeń) oraz ich pozycja tektoniczna wskazują na przynależność do kompleksu podlaskiego.

KOMPLEKS KAMPINOSKI

Skały metamorficzne kompleksu kampinoskiego powstały w warunkach metamorfizmu regionalnego, w płytszych zakresach facji amfibolitowej i zieleńcowej (W. Ryka, 1973).

W odróżnieniu od kompleksu podlaskiego dominujące są tu równoleżnikowe kierunki struktur. Różny stopień metamorfizmu oraz odmienny charakter struktur stały się podstawą do zaliczenia kompleksu kampinoskiego do młodszych kompleksów svekofenno-karelskich (W. Ryka, 1973) lub gotyjskich (S. Kubicki, W. Ryka, J. Znosko, 1972).

Gotyjski wiek izotopowy wykazał jedynie amfibol z amfibolitu (1342 mln lat) oraz muskowitz z pegmatytu muskowitzowego (1360 mln lat). Obydwa te utwory pochodziły z otworu wiertniczego Tuszcz. Pozostałe wyniki oznaczeń wieku skał tej serii mieszczą się w granicach 1190—1282 mln lat (tab. 2). Wiek izochronowy skał kompleksu kampinoskiego wynosi 1232 mln lat (fig. 4).

Przyjmując, na podstawie danych geologicznych, gotyjski wiek kompleksu kampinoskiego, wiek amfibolu i muskowitzu z otworu Tuszcz należy odnieść do końcowych faz tego cyklu. Pozostałe wyniki oznaczeń należy prawdopodobnie wiązać z regionalnym odmłodzeniem, które miało miejsce w cyklu dalslandzkim.

Tabela 2

Wiek izotopowy K-Ar skal metamorficznych kompleksu kampinoskiego

Nr próbki	Otwór	Głębokość w m	Skala	Minerał	Zawartość K w %	Zawartość Ar $\cdot 10^{-9}$ g/g	Wiek $\cdot 10^6$ lat
59/Ar	Tuszcz	2661,0	łupek kwarcowo-biotytowy	A	1,58	186,6	1190
145/Ar	Wyszków	2381,4	amfibolit	Sk	1,42	171,4	1212
145/Ar	Wyszków	2381,4	amfibolit	Sk	1,42	171,6	1212
146/Ar	Okuniew	4281,4	gnejs biotytowy	B+A	4,30	541,2	1249
146/Ar	Okuniew	4281,4	gnejs biotytowy	B+A	4,30	544,2	1254
146/Ar	Okuniew	4281,4	gnejs biotytowy	B+A	4,30	560,6	1282
146/Ar	Okuniew	4281,4	gnejs biotytowy	B+A	4,30	512,7	1200
60/Ar	Tuszcz	2939,5	amfibolit	A	0,84	116,8	1342
97/Ar	Tuszcz	2655,0	pegmatyt muskowitowy	M	7,26	1028,1	1360

INTRUZJE ANOROGENICZNE

GRANITY RAPAKIWIPODOBNE

W obszarze występowania mazurskiego kompleksu metamorficznego w wielu otworach nawiercono grubokrystaliczne granitoidy, których cechy petrograficzne są zbliżone do granitów rapakiwi ze Skandynawii. Granitoidy te posiadają bardzo duże rozprzestrzenienie. Zajmują one większą część powierzchni występowania tego kompleksu.

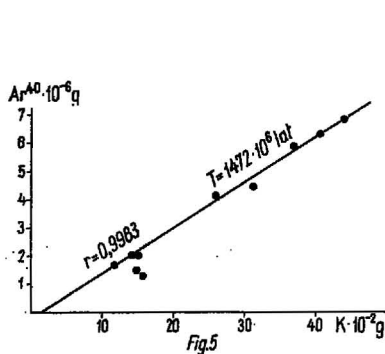


Fig. 5. Wiek izochronowy granitów rapakiwipodobnych

Isochrone age of the rapakivi-like granites

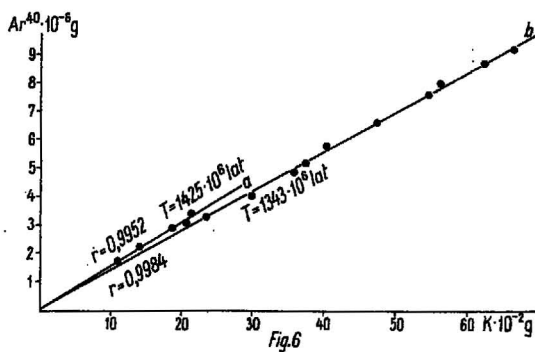


Fig. 6. Wiek izochronowy skał masywu suwalskiego

Isochrone age of the Suwałki massif rocks

a — skały intruzji norytowo-anortozytowej; b — granity żyłowe
 a — norite-anorthosite intrusion rocks; b — vein granites

Wiek izotopowy tej grupy skał wyliczony metodą izochron wynosi 1472 mln lat (fig. 5). Jest on wyższy od średniej arytmetycznej — 1413 mln lat — z uzyskanych wyników (tab. 3).

Tabela 3

Wiek izotopowy K-Ar skał magmowych i metamorficznych kompleksu mazurskiego

Nr próbki	Otwór	Głębokość w m	Skała	Minerał	Zawartość K w %	Zawartość Ar $\cdot 10^{-9}$ g/g	Wiek $\cdot 10^6$ lat
54/Ar	Gołdap	1655,0	granit rapakiwi	B	8,11	1187,1	1392
94/Ar	Gołdap	1655,5	granit rapakiwi	B	6,98	1096,4	1468
94/Ar	Gołdap	1655,5	granit rapakiwi	B	6,98	1110,1	1475
181/Ar	Bartoszyce	2141,0	granit rapakiwi	B	6,81	1050,0	1446
181/Ar	Bartoszyce	2141,0	granit rapakiwi	B	6,81	1049,1	1442
472/Ar	Lesieniec	1610,0	granodioryt	B	6,89	998,2	1382
472/Ar	Lesieniec	1610,0	granodioryt	B	6,89	938,3	1323
473/Ar	Barciany 1	1918,0	granodioryt	B	5,87	847,4	1379
462/Ar	Barciany 3	2046,5	granitoid	B	5,38	604,9	1226
475/Ar	Żelazna Góra	2895,4	gnejs amfibolowo-biotytowy	A+B	6,90	927,0	1310

Formacja granitoidów rapakiwi uważana jest za intruzje anorogeniczne, związane z głębokimi pęknięciami już skonsolidowanej platformy. Wiek granitów rapakiwi na obszarze tarczy skandynawskiej, określany różnymi metodami, jest dość zgodny w obrębie poszczególnych masywów, lecz znacznie zróżnicowany między nimi. Generalnie mieści się on w granicach 1350—1800 mln lat. Daje się zauważyć wyraźną tendencję do obniżania się tego wieku w kierunku zachodnim, a więc ku peryferycznym częściom tarczy skandynawskiej. Wiek granitów rapakiwi z południowej Finlandii (oznaczenia U-Pb) wynosi 1700 mln lat (Carte Metalogenique de l'Europe). Najniższe wyniki uzyskano dla granitów Bornholmu (oznaczenia K-Ar) — 1255—1340 mln lat (O. Larsen, 1971).

SUWALSKA INTRUZJA NORYTOWO-ANORTOZYTOWA

Wyniki oznaczeń wieku izotopowego skał norytowo-anortozytowej intruzji suwalskiej mieszczą się w granicach 1345—1447 mln lat (tab. 4). Wiek izochronowy uzyskany na podstawie tych wyników wynosi 1391 mln lat. Wiek ten prawdopodobnie datuje końcowy etap głównej fazy działalności plutonicznej na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej.

Skały intruzji suwalskiej poprzecinane są licznymi żyłami granitoidowymi. Oznaczenia wieku tych żył (na podstawie biotyту) mieszczą się w wąskich granicach 1337—1376 mln lat, a ich wiek izochronowy wynosi 1343 mln lat (fig. 6). Powstanie ich należy wiązać z procesami granityzacji i palingenezy masywów centralnych, w tym przypadku masywu mazowieckiego.

Tabela 4

Wiek bezwzględny K-Ar skał magmowych masywu suwalskiego

Nr próbki	Otwór	Głębokość w m	Skala	Minerał	Zawartość K w %	Zawartość Ar $\cdot 10^{-9}$ g/g	Wiek $\cdot 10^6$ lat
111/Ar	Krzemianka 41	1119,0	granit żyłowy	B	7,80	1098,8	1344
111/Ar	Krzemianka 41	1119,0	granit żyłowy	B	7,80	1109,6	1362
112/Ar	Krzemianka 7	1128,0	anortozyt	B	7,92	1090,8	1330
112/Ar	Krzemianka 7	1128,0	anortozyt	B	7,92	1124,1	1359
113/Ar	Krzemianka 1	963,2	granit żyłowy	B	7,14	1030,9	1376
114/Ar	Krzemianka 3	1249,0	granit żyłowy	B	6,80	947,9	1342
114/Ar	Krzemianka 3	1249,0	granit żyłowy	B	6,80	947,8	1342
115/Ar	Krzemianka 9	1179,2	granit żyłowy	B	7,24	1018,5	1352
116/Ar	Krzemianka 16	1332,0	granit żyłowy	B	7,68	1071,4	1343
116/Ar	Krzemianka 16	1332,0	granit żyłowy	B	7,68	1059,7	1332
117/Ar	Krzemianka 39	875,0	granit żyłowy	B	8,20	1170,7	1365
125/Ar	Krzemianka 13	1162,1	strefa kontaktowa z żyłą granitową	B	5,97	807,1	1313
130/Ar	Krzemianka 3	983,8	granodioryt	B	4,69	722,7	1441
130/Ar	Krzemianka 3	983,8	granodioryt	B	4,69	732,1	1454
131/Ar	Krzemianka 3	1169,0	noryt	Sk	2,54	399,7	1462
131/Ar	Krzemianka 3	1169,0	noryt	Sk	2,54	388,3	1433
300/Ar	Żubryń	850,0	granitoid	B	4,90	717,7	1391
593/Ar	Jeleniewo	1016,0	leukogabro	B	7,00	1058,9	1425

KOMPLEKS MAZOWIECKI

Kompleks mazowiecki, podobnie jak słabo poznane kompleksy dobrzyński i pomorski, stanowi granitowo-gnejsowy masyw, powstały w wyniku głębokiego metamorfizmu i granityzacji starszych formacji skalnych, związany z wgłębnym fałdowaniem granitowo-metamorficznej części skorupy ziemskiej (L. I. Sałop, 1973; W. J. Chain, 1974). Te kopulaste, owalne formy o średnicy od kilkudziesięciu do kilkuset kilometrów są charakterystyczne szczególnie dla obszarów prekambryjskich. Rozpoznanie tych formacji w północno-wschodniej Polsce jest wyjątkowo niedostateczne. Zaledwie kilka otworów znajdowało się w brzeżnej partii kompleksu lub też nawierciło utwory granitowo-gnejsowe poza głównym obszarem ich występowania, wśród skał osłony metamorficznej (np. otwór Wisznice).

Mała ilość wyników oznaczeń nie pozwala dokładnie określić wieku ostatecznego uformowania się tej struktury. Mimo to duża zgodność wyników (1344—1372 mln lat; tab. 5) pozwala uznać ich wartość średnią — 1362 mln lat — za datę, kiedy nastąpiło ostateczne uformowanie kopuły kompleksu mazowieckiego, z jednoczesnym wyniesieniem jej

Tabela 5

Wiek izotopowy K-Ar skał granitoidowych kompleksu mazowieckiego

Nr próbki	Otwór	Głębokość w m	Skała	Minerał	Zawartość K w %	Zawartość Ar $\cdot 10^{-9}$ g/g	Wiek $\cdot 10^6$ lat
48/Ar	Wisznice	460,0	granitoid	B	6,37	901,1	1359
49/Ar	Wisznice	470,0	granitoid	B	7,42	1015,3	1327
57/Ar	Pułtusk	2303,5	granit	B+A	6,60	954,2	1380
57/Ar	Pułtusk	2303,5	granit	B+A	6,60	939,6	1365
395/Ar	Drygały	943,5	pegmatyt	B	3,48	497,2	1369

w strefę niskiej temperatury i ciśnienia. Stworzyło to warunki, w których, powstający w wyniku przemiany promieniotwórczej, argon mógł być zatrzymywany w strukturze minerałów.

PALEOZOICZNE INTRUZJE ALKALICZNE I ZASADOWE

Szczegółową dyskusję nad wiekiem izotopowym zasadowych i alkalicznych intruzji w północno-wschodniej Polsce przeprowadził T. Depciuch (1973). Ponieważ od tego czasu nie uzyskano nowszych wyników, przeto ograniczymy się jedynie do powtórzenia znanych dotychczas faktów. Wiek izotopowy omawianych intruzji (tab. 6) mieści się w przedziale od 265 mln lat (porfiry tnące masyw sjenitowy Elku) do 349 mln lat (gabro z Wejsun). Największą ilość oznaczeń wykonano dla sjenitów masywu elckiego. Bardzo istotna jest tutaj duża zgodność wyników uzyskanych różnymi metodami w różnych laboratoriach. Wiek K-Ar, określony w Pracowni Geochronologii IG, dokładnie pokrywa się z wiekiem Rb-Sr, określonym metodą izochronową w laboratorium Centre National de la Recherche Scientifique w Nancy (Francja), i wynosi 295 mln lat. Zbliżony choć nieco wyższy wynik — 317 mln lat — uzyskano dla biotyty metodą Rb-Sr w laboratorium w Dallas w USA (K. Przewłocki i in., 1962).

Dodatkowym pośrednim dowodem paleozoicznego wieku intruzji Tajna są wykonane ostatnio oznaczenia wieku K-Ar biotyty (390 mln lat) i amfibolu (478 mln lat) z gnejsów pochodzących z otworu Tajno 5, w pobliżu kontaktu z intruzją zasadową. Obydwa te wyniki należy uznać za odmłodzone przez termiczny wpływ intruzji Tajna. Różnice „wieku” biotyty i amfibolu wynikają z większej odporności tego ostatniego na działanie podwyższonej temperatury (S. B. Łobacz-Zuczenko, T. W. Kolcowa, 1972).

Intruzje skał alkalicznych i zasadowych związane są (T. Depciuch, 1973) z głębokim rozłamek o kierunku WSW-ENE, wydzielonym przez S. Małoszewskiego (1965).

Anorogeniczne intruzje wieku paleozoicznego nie są zjawiskiem wyjątkowym na obszarze tarczy bałtyckiej. Wiek dajek porfirów sjenito-

Tabela 6

Wiek izotopowy K-Ar skał intruzji zasadowych i alkalicznych na Niżu Polskim

Nr próbki	Otwór	Głębokość w m	Skala	Minerał	Zawartość K w %	Zawartość Ar $\cdot 10^{-9}$ g/g	Wiek $\cdot 10^6$ lat
58/Ar	Elk	902,7	sjenit	B	7,25	178,8	318
217/Ar	Prostki	891,7	sjenit	Sk	5,88	134,0	296
219/Ar	Prostki	997,0	sjenit	Sk	5,74	130,3	295
220/Ar	Klusy 2	817,0	sjenit	Sk	5,35	126,8	305
220/Ar	Klusy 2	817,0	sjenit	Sk	5,35	130,7	314
221/Ar	Klusy 2	919,0	sjenit	Sk	5,15	116,2	293
222/Ar	Klusy 2	999,2	sjenit	Sk	5,33	133,5	323
143/Ar	Elk	816,7	porfir	Sk	5,35	117,5	285
216/Ar	Prostki	882,3	porfir	Sk	3,65	73,9	264
216/Ar	Prostki	882,3	porfir	Sk	3,65	73,3	265
61/Ar	Wejsuny	1274,0	gabro	B	4,77	131,0	349
189/Ar	Wejsuny	1248,5	sjenit	Sk	5,44	122,0	291
144/Ar	Tajno	936,0	porfir	Sk	4,56	115,9	327
147/Ar	Tajno	1084,5	mikrosjenit	Sk	3,72	82,9	289
594/Ar	Tajno 5		gnejs	B	6,25	191,9	390
595/Ar	Tajno 5		gnejs	A+B	4,15	156,0	478
			amfibolowy				
140/Ar	Olsztyn 1	2025,0	mikrosjenit	Sk	4,12	92,0	290
142/Ar	Olsztyn 2	2173,5	mikrosjenit	Sk	3,50	78,8	291

wych, przecinających gnejsy o wieku 1700 mln lat w rejonie Tustna w środkowej Norwegii, określono metodą Rb-Sr na 297 mln lat (A. Raheim, 1974). Permski wiek (276 mln lat) wykazują intruzywne skały okolic Oslo (K. S. Heier, W. Compston, 1969).

WNIOSKI KOŃCOWE

Ewolucja podłoża krystalicznego NE Polski nie jest rozpoznana w stopniu dostatecznym, niewątpliwie jednak, była ona długotrwała i skomplikowana. Wielokrotne procesy magmowo-metamorficzne spowodowały, że przy zastosowaniu K-Ar metody oznaczeń możliwe było tylko określenie wieku końcowego etapu formowania się podłoża. Schemat zjawisk magmowo-metamorficznych zarejestrowanych tą metodą przedstawia się następująco (fig. 7).

1. Pojedyncze wyniki oznaczenia wieku (w granicach 1600—2000 mln lat) niektórych skał kompleksu podlaskiego są dotychczas jedynymi datami izotopowymi związanymi z orogenicznym cyklem svekofeńskim.

2. Dla większości skał kompleksu podlaskiego uzyskano wyniki w przedziale od 1340 ± 37 do 1560 ± 40 mln lat z dwoma wyraźnymi

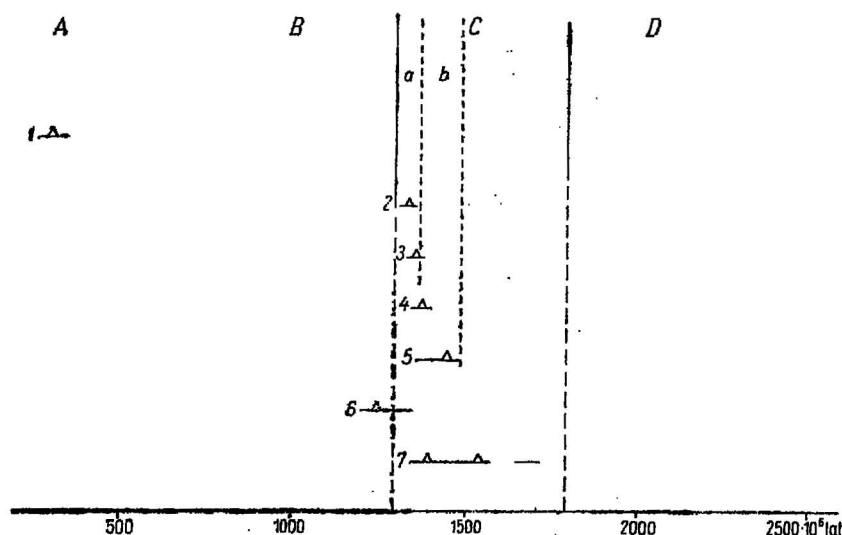


Fig. 7. Schemat zjawisk magmowo-metamorficznych podłoża NE Polski na podstawie datowań K-Ar

Scheme of the igneous-metamorphic events of the basement of NE Poland based on K-Ar data

A — tektonika blokowa związana z cyklami kaledońskim i waryscyjskim; B — odmłodzenie dalslandzkie; C — cykl gotyjski; a — zakończenie regionalnej granityzacji i wyniesienie, b — intruzja anorogeniczna; D — cykl svekofenijski; 1 — intruzje zasadowe i alkaliczne (Tajno, Elk, Pisz); 2 — granitoidy żyłowe; 3 — kompleks mazowiecki; 4 — masyw suwalski; 5 — granitoidy typu rapakiwi; 6 — kompleks kampsinoski; 7 — kompleks podlaski

A — block tectonics related to the Caledonian and Variscan cycles; B — Dalsland rejuvenation; C — Gothian cycle; a — termination of regional granitization and uplift, b — anorogenic intrusion; D — Svecofennian cycle; 1 — basic and alkaline intrusions (Tajno, Elk, Pisz); 2 — vein granitoids; 3 — Mazovia complex; 4 — Suwałki massif; 5 — rapakivi-like granitoids; 6 — Kampinos complex; 7 — Podlasie complex

wartościami maksymalnymi — 1386 ± 37 mln lat i 1542 ± 40 mln lat. Druga z tych wartości odpowiada odmłodzeniu skał w wyniku metamorfizmu regionalnego, związanego z orogenicznym cyklem gotyjskim.

3. Cykl gotyjski został zakończony anorogenicznymi intruzjami granitoidów typu rapakiwi (1472 ± 38 mln lat), skał masywu suwalskiego (1391 ± 37 mln lat) oraz prawdopodobnie skał intruzji kętrzyńskiej.

4. Granityzacja oraz fałdowanie wgłębne prowadzące do powstania owalnych masywów centralnych (mazowieckiego, dobrzyńskiego, pomorskiego) zakończyły się ok. 1350 ± 37 mln lat temu wyniesieniem tych struktur w płytsze partie skorupy ziemskiej, w których panuje niskie ciśnienie i temperatura. Te wgłębne procesy znalazły odbicie w nadległych utworach metamorficznych w postaci odmłodzenia (najczęściej powtarzającą się wartościami wieku w kompleksie podlaskim jest 1386 ± 37 mln lat). Przejawiły się one także powstaniem żył granitoidowych przecinających utwory metamorficzne i anorogeniczne intruzje cyklu gotyjskiego (1340 ± 37 mln lat).

5. Najbardziej południowo-zachodnia część badanego obszaru, na

której występuje kompleks kampsoski, uległa odmłodzeniu w wyniku dalslandzkich procesów metamorficznych (1230 mln lat).

6. Zasadowe i alkaliczne intruzje Ełku, Pisz, Tajna itp. wnikły w szczeliny tektoniczne, związane z głębokimi spękaniami sztywnego podłoża, w młodszym paleozoiku (ok. 300 mln lat).

Zakład Petrografii, Mineralogii i Geochemii
Zakład Złóż Pierwiastków Rzadkich i Promieniotwórczych
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 1 lutego 1975 r.

PIŚMIENNICTWO

- CHAIN W. J. (1974) — Geotektonika ogólna. Wyd. Geol. Warszawa.
- DEPCIUCH T. (1971). — Oznaczenia wieku bezwzględnego za pomocą wolumetrycznej odmiany metody K-Ar stosowanej w Instytucie Geologicznym, Kwart. geol., 15, p. 483—496, nr 3. Warszawa.
- DEPCIUCH T., LIS J. (1971) — Izochronowa kontrola i interpretacja wyników oznaczeń wieku bezwzględnego. Kwart. geol., 15, p. 497—506, nr 3. Warszawa.
- DEPCIUCH T. (1973) — Wiek bezwzględny i pozycja stratygraficzna sjenitów oraz zasadowo-alkalicznych skał północno-wschodniej Polski. Kwart. geol., 17, p. 223—233, nr 2. Warszawa.
- HEIER K. S., COMPSTON W. (1969) — Rb-Sr isotopic studies of the plutonic rocks of the Oslo region. Lithos, 2, p. 133—145. Oslo.
- JUSKOWIAK O., RYKA W. (1968) — Prekambr. W: Budowa Geologiczna Polski 1, cz. 1, p. 37—57. Wyd. Geol. Warszawa.
- JUSKOWIAK O., RYKA W. (1970) — Platforma wschodnioeuropejska. W: Geologia i surowce mineralne Polski. Biul. Inst. Geol., 251, p. 158—167. Warszawa.
- JUSKOWIAK O. (1971) — Skały plutoniczne północno-wschodniej Polski. Biul. Inst. Geol., 245, p. 7—173. Warszawa.
- KUBICKI S., RYKA W., ZNOSKO J. (1972) — Tektonika podłoża krystalicznego prekambryjskiej platformy w Polsce. Kwart. geol., 16, p. 523—545, nr 3. Warszawa.
- KUBICKI S., RYKA W. (1974) — Krystalinik platformy wschodnioeuropejskiej W: Budowa Geologiczna Polski 4, Tektonika, cz. 1, p. 45—59. Wyd. Geol. Warszawa.
- LARSEN O. (1971) K-Ar Age Determinations from the Precambrian of Denmark. Danmarks Geol. Undersøgelse, 11 Raekke, nr 97. Kopenhaga.
- LOTZE F., CHATTERJEE N. D., CHINGCHANG B. I. Q., SCHMIDT K., TESCHKE H. J. (1966) — Handbuch der Stratigraphischen Geologie. 13. Präkambrium, Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart.
- MAŁOSZEWSKI S. (1965) — Głębokie podłoże północno-wschodniej Polski w świetle geofizyki. Geof. i Geol. naft., p. 261—276, nr 8—9. Kraków.
- PRZEWŁOCKI K., MAGDA W., THOMAS H. M., FAUL H. (1962) — Age of some granitic rocks in Poland. Geochim. Cosmochim. Acta, 26, p. 1069—1075. Oxford. London. New York. Paris.

- RAHEIM A. (1974) — A post caledonian syenite porphyry dyke in the western gneiss region Tustna, Central Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 54, p. 139—147, nr 2. Oslo.
- RYKA W. (1961) — O problemach podłoża prekambryjskiego północno-wschodniej Polski w świetle badań petrograficznych skał metamorficznych z Sokółki, Kruszynian i Mielnika. *Kwart. geol.*, 5, p. 497—525, nr 3. Warszawa.
- RYKA W. (1964) — O budowie i stratygrafii krystaliniku północno-wschodniej Polski. *Kwart. geol.*, 8, p. 42—59, nr 1. Warszawa.
- RYKA W. (1973) — Struktury metamorficzne. *Stratygrafia. W: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Pr. Inst. Geol.*, 68, p. 19—59, 138—149. Warszawa.
- SEMENENKO N. P., SCHERBAK A. P., VINOGRADOV A. P., TOUGARINOV A. I., ELISEEVA G. D., COTLOVSKAY F. I., DEMIDENKO S. G. (1968) — Geochronology of the Ukrainian Precambrian. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5, p. 661—671, nr 3. Ottawa.
- UNESCO (1974) — Carte Metallogénique de l'Europe. Feuille 2, Europe Nord. Paris.
- VOLK W. (1965) — Statystyka stosowana dla inżynierów. *Wyd. Nauk.-Techn. Warszawa*.
- ZNOSKO J. (1960) — Uwagi o stratygrafii podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. *Kwart. geol.*, 4, p. 281—290, nr 2. Warszawa.
- БОНДАРЕНКО Б. В. (1970) — Структурно-вещественные комплексы докембрия Белорусского массива. *Докл. АН БССР*, 14, стр. 746—749, № 8. Минск.
- ГЕРЛИНГ Э. К., ПАП А. М., МОРОЗОВА И. М., ОВЧИННИКОВА Г. В. (1962) — О возрасте кристаллического основания Белоруссии. *Труды 10 сессии комиссии по определению абсолютного возраста*, Изд. Наука, стр. 194—203. Москва.
- ГЕРЛИНГ Э. К., ПАП А. М., МОРОЗОВА И. М., АФАНАСЬЕВА Л. И., ЛУНЬКО В. Ф. (1964) — Стратиграфия докембрия Белоруссии и смежных районов по материалам абсолютного летоисчисления. *Сов. Геол.*, № 3, стр. 120—126. Москва.
- ГЕРЛИНГ Э. К., ПАП А. М., МОРОЗОВА И. М., БОРКОВСКАЯ Б. М. (1967) — Новые данные по абсолютной геохронологии докембрия Белоруссии. *Труды 14 сессии комиссии по определению абсолютного возраста*, Изд. Наука, стр. 19—24. Москва.
- ДАМОН П. Э. (1973) — Калий-аргоновый метод датирования изверженных и метаморфических пород и его применение к изучению горных массивов провинции бассейнов и хребтов на территории штатов Аризона и Сонора. *Сб. переводов: Радиометрическое датирование*, Изд. Атомиздат, стр. 7—59. Москва.
- ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО С. Б., КОЛЬЦОВА Т. В. (1972) — K-Ar значения возраста пары биотит — амфибол в метаморфических сериях. *Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита*, Изд. Наука. Ленинград.
- ПАП А. М. (1962) — Магматические и метаморфические комплексы докембрия Белоруссии. *Изд. АН БССР. Минск*.
- ПАП А. М., ГЕРЛИНГ Э. К., МОРОЗОВА И. М., ОВЧИННИКОВА Г. В. (1962) — Первые данные по абсолютной геохронологии кристаллического основания Белоруссии. *Докл. АН БССР*, 6, стр. 177—179, № 3. Минск.
- ПАП А. М. (1964) — Краткий очерк геологии кристаллического фундамента Белоруссии. *Сов. Геол.*, № 8, стр. 36—43. Москва.
- ПАП А. М., АКСАМЕНТОВА Н. В., БОРКОВСКАЯ В. М., НАЙДЕНКОВ И. В. (1973) — Основные черты геологического строения кристаллического фундамента Белоруссии. *Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии*, Изд. Зинатне, стр. 35—48. Рига.
- САЛОП Л. И. (1973) — Общая стратиграфическая шкала докембрия. *Изд. Недра. Ленинград*.

Тадеуш ДЕПЦЮХ, Юзеф ЛИС, Хуберт СЫЛЪВЕШТАК

ИЗОТОПНЫЙ К-Аг ВОЗРАСТ ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА СЕВЕРО-ВОСТОКА ПОЛЬШИ

Резюме

Кристаллический фундамент северо-востока Польши входит в состав нижнего яруса докембрийской Восточно-Европейской платформы. В строении фундамента выделяются три разновозрастных структурно-стратиграфических комплекса: досвекофенно-карельский, свекофенно-карельский и готский. Многократные магматическо-метаморфические процессы привели к тому, что при помощи метода К-Аг можно датировать только конечный этап формирования фундамента. Схема метаморфическо-магматических явлений выглядит следующим образом (фиг. 8).

1. Отдельные результаты определения возраста (1600—2000 млн. лет) некоторых пород подляского комплекса являются до сих единственными изотопными датами, отвечающими свекофенно-карельскому циклу.

2. Для большинства пород подляского комплекса получены результаты определения возраста порядка 1340—1560 млн. лет. с двумя четкими максимальными величинами: 1386 ± 37 и 1542 ± 40 млн. лет (фиг. 2,3). Эти данные свидетельствуют об омоложении, произошедшем в результате готского регионального метаморфизма.

3. Готский цикл закончился анорогенными интрузиями гранитоидов типа рапакви (1472 \pm 38 млн. лет), пород сувалкского массива (1391 млн. лет) и вероятно кентшинской интрузией (фиг. 5,6).

4. Досвекофенно-карельские овальные гранитоидные массивы (мазовецкий, добжинский и поморский) были омоложены гранитизацией (1350 \pm 37 млн. лет), подняты в более мелкие части земной коры, а затем разрезаны жилами младших гранитоидов (около 1340 млн. лет).

5. Самая юго-западная часть изучаемой территории, на которой залегает кампиносский комплекс, подверглась омоложению в результате дальсандского метаморфизма (1230 млн. лет; фиг. 4).

6. Основные и щелочные интрузии Элк, Пиш, Тайно и т. п. проникали в глубокие трещины неподвижного фундамента в младшем палеозое (около 300 млн. лет).

Tadeusz DEPCIUCH, Józef LIS, Hubert SYLWESTRZAK

K-AR AGE OF THE ROCKS OF THE CRYSTALLINE BASEMENT OF NORTH-EAST POLAND

S u m m a r y

The crystalline basement of north-east Poland is a part of the lower stage of the Precambrian East European platform. Three stratigraphic-structural complexes are distinguished in the basement: the Pre-Svecofennokarelian, the Svecofennokarelian, and the Gothian complex. Repeated igneous-metamorphic processes

account for the fact that only the final phase of the basement evolution can be dated by K-Ar methods. The scheme of the metamorphic-igneous events is: as follows (Fig. 1).

1. So far the individual ages (1600—2000 m.y.) of some Podlasie complex rocks are the only values that correspond to the Svecofennokarelian cycle.

2. The ages of the majority of the Podlasie complex rocks fall between 1340 and 1560 m.y. with two well-pronounced maximums at 1386 ± 37 and 1542 ± 40 m.y. (Figs. 2, 3). These data point to a rejuvenation due to the Gothian regional metamorphism.

3. The Gothian cycle was terminated by anorogenic intrusions of the rapakivi-type granitoids (1972 ± 38 m.y.) of the Suwałki massif rocks (1391 m.y.) and possibly by the Kętrzyn intrusion (Figs. 5, 6).

4. The Pre-Svecofennokarelian oval-shaped granitoid massifs (the Mazovia, Dobrzyń and the Pomerania massifs) were rejuvenated due to granitization (1350 ± 37 m.y.) lifted up to the shallower parts of the Earth's crust and subsequently cut by younger granitoid veins (about 1340 m.y.).

5. The south-westernmost part of the area examined with the Kampinos complex was rejuvenated due to the Dalsland metamorphism (1230 m.y.; Fig. 4).

6. During the Late Palaeozoic (about 300 m.y.) the basic and alkaline intrusions (Ełk, Pisz, Tajno and others) intruded the deep fractures of the rigid basement.