

STANISŁAW KUBICKI, WACŁAW RYKA

Instytut Geologiczny

PÓŹNOPREKAMBRYJSKI MAGMATYZM PLATFORMOWY I KARBONATYTY W POLSKIEJ CZĘŚCI PLATFORMY WSCHODNIOEUROPEJSKIEJ

UKD 551.22:551.242.5]:551.72:552.33.08 + 552.4.08 karbonatyty:553.07:551.242.5(4-11)(438-924.31 Niż Polski)

Krystalinik brzeżnej części platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski podatny był na dyferencjację tektoniczną wyrażoną rozwojem dyslokacji nieciągłych, rozczłonowaniem na wyniesione i obniżone bloki, a także wielokrotnymi przejawami magmatyzmu intruzyjnego i ekstruzyjnego. Po konsolidacji gotyjskiej dezinte-

gracja zachodziła z różnym natężeniem w jotniku, w schyłkowym prekambrze, paleozoiku dolnym i górnym.

Z późnoprekambryjską aktywizacją tektoniczno-magmową podłoża krystalicznego związane są intruzje platformowe, głównie typu centralnego. Należą do nich: alkaliczno-ultrazasadowa intruzja Tajna, alkaliczno-gabrowa in-

truzja Pizsa, alkaliczne intruzje Elku, Mławy i Olsztyńka (ryc. 1) zajmujące prawie 1,5% powierzchni krystaliniku (11). Intruzje te wykorzystwały głębokie, przypuszczalnie gotyjskie rozłamy tektoniczne o kierunkach południkowych i równoleżnikowych, które połamały fundament na bloki, przy czym w rowach tektonicznych i depresjach nastąpiła depozycja osadów, które uformowały piaskowce i mułowce kompleksu biebrzańskiego (odpowiednik jotniku). Intruzje te wyznaczają dużą strefę wgłębnych rozłamów tektonicznych o przebiegu subrównoleżnikowym – rozwiniętą na północnej krawędzi archaicznych masywów granitoidowych, a mianowicie mazowieckiego i dobrzyńskiego. Górnoprekambryjski wulkanizm zaznacza się natomiast obecnością okruchów skał wylewnych i żyłowych w asocjacji z okruchami piaskowców i mułowców biebrzańskich w spągu pokrywy osadowej głównie w utworach wendyjskich. Spotykane są one również wśród piaskowców kompleksu biebrzańskiego.

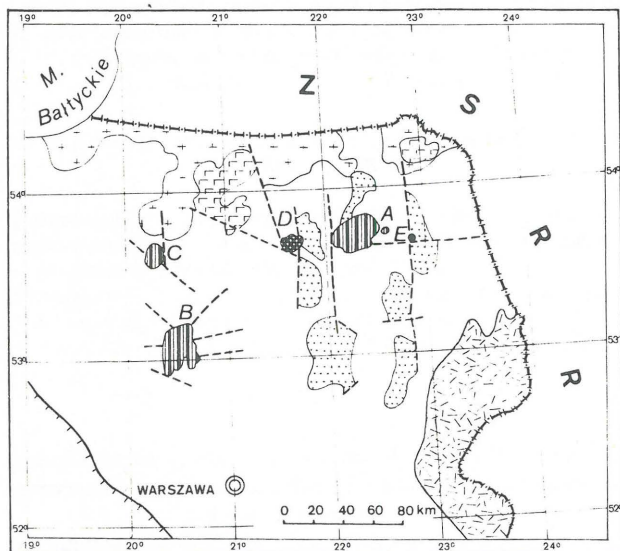
Kolejna aktywizacja tektoniczno-magmowa przejawiała się w wendzie. Ożywienie wendyjskie zmanifestowało się rozwojem platóbazytów pokrywających powierzchnię około 7000 km² krystaliniku polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Tworzą one pokrywy od kilkadziesiąt centymetrów do kilkudziesięciu metrów oporne materiałem piro- i autoklastycznym. W paleozoiku pospolicie zachodziły intruzje szczelinowe, które przebiegały dolnopaleozoiczną pokrywą osadową, a w niektórych strefach kontynuowały się jeszcze w karbonie. W profilach wielu otworów wiertniczych zarówno w podłożu krystalicznym, jak i w pokrywie osadowej spotyka się dajki i sille subwulkanitów od zróżnicowanych odmian mikrosyenitów do lamprofirów i diabazów. Czasem mogą one osiągać miąższość ponad 200 m. Datowania wieku bezwzględne ujawniają szeroki interwał wiekowy od schyłku prekambru do górnego paleozoiku włącznie. Subwulkanity paleozoiczne są oddźwiękiem zdarzeń kaledońskich i waryscyjskich zachodzących głównie na zachód od linii Tornquista-Teisseyre'a. Nie wykluczone, że będąc związane genetycznie z głębokimi założeniami intruzjami typu centralnego spowodowały odmłodzenie wieku bezwzględnego tych ostatnich.

Większość oznaczeń wieku izotopowego skał intruzji platformowych wykazuje wiek „waryscyjski” i tylko nieliczne ujawniają wiek „kaledoński” (3), a pojedyncze przypadają na schyłek prekambru. Z danych geologicznych wynika, że intruzje platformowe typu centralnego są młodsze od kompleksu biebrzańskiego, który nie uległ granityzacji; zarówno one, jak i kompleks biebrzański nie są przecinane granitoidami żyłowymi. Górna granica wieku jest trudna do zdefiniowania ze względu na przedwendyjskie i przedtriasowe głębokie ściecia erozyjne, które usunęły nie tylko starsze kompleksy strukturalne pokrywy osadowej, ale również przeważającą część utworów proterozoicznych do skał archaiku. Strop poznanych masywów bezpośrednio znajduje się pod pokrywą mezokenozoiczną. Zakłada się, że masywy te są niewiele starsze od wendu i przypuszczalnie utworzyły się w czasie około 900 mln lat.

Budowa i skład intruzji platformowych zdeterminowana jest ich wielofazowym i policyklicznym rozwojem ze szczególną dominacją magmatyzmu alkalicznego. Szczegółowiej poznane są płycej występujące masywy Elku i Tajna z interesującą mineralizacją późno- i pomagmową; masyw piski i mławski nawiercono pojedynczymi otworami, a obecność masywu olsztyńskiego wynika z przesłank geofizycznych.

Intruzja syenitowa Elku w ścieciu erozyjnym zajmuje powierzchnię około 400 km². Strop jej leży pod pokrywą osadową miąższości 800–900 m. Intruzja składa się z dużego prawie kolistego kształtu masywu zachodniego i małego elementu wschodniego, dotychczas nie potwierdzonego wierceniami. W obrazie geofizycznym ujawnia się w postaci ujemnej anomalii grawimetrycznej, którą w jej peryferycznych częściach pokrywa pierścieniowa dodatnia anomalia magnetyczna (ryc. 2). Była ona interpretowana jako odzwierciedlenie zmian pneumatolityczno-hydrotermalnych w aureoli batolitu syenitowego (15).

W obrębie intruzji wykonano 8 otworów wiertniczych głębokości od 910,0 do 2068,0 m. Stanowi on strukturę wielofazową i poligeniczną o długiej historii formowania się (ryc. 3). Nawiercony inwentarz skalny reprezentują: nordmarkity (Prostki IG 2), mikropertytowe syenity z kwarcem, piroksenami, biotytem, arfvedsonitem (Klusy IG 1), sodalitowe mikropertytowe syenity z biotytem (Prostki IG 1), sodalitowe mikropertytowe syenity z piroksenami (Elk IG 1 i Elk IG 2), mikroklinowe i albi-

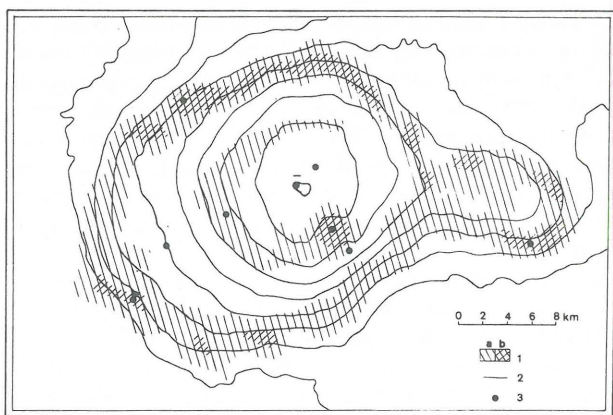


Ryc. 1. Kompleksy subplatformowe i platformowe polskiej części podłoża krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej, wg S. Kubickiego i W. Ryki, 1982.

1 – archaik i proterozoik dolny; kompleksy subplatformowe – kompleks mazurski; 2 – granitoidy rapakiwipodobne, 3 – anortozyty; kompleksy platformowe: 4 – kwarcyty grupy Biebrzy; intruzje platformowe typu centralnego (grupa Wielkich Jezior): 5 – syenity: A – Elk, B – Mława, C – Olsztynek, 6 – gabbro i syenity: D – Pisz, 7 – piroksenity i syenity: E – Tajno; 8 – platóbazyty wendu, 9 – uskoki, 10 – linia Tornquista-Teisseyre'a (krawędź platformy epiproterozoicznej). Uwaga: na mapce pominięto intruzje szczelinowe (mikrosyenity, lamprofiry, diabazy).

Fig. 1. Subplatform and platform complexes in Polish part of crystalline basement of the East-European Platform (after S. Kubicki and W. Ryka, 1982).

1 – Archaic and Lower Proterozoic; subplatform complexes – Mazury complex; 2 – rapakiwi-like granitoids, 3 – anorthosites; platform complexes: 4 – Biebrza Group quartzites; platform intrusions of the central type (Wielkie Jeziora Group): 5 – syenites: A – Elk, B – Mława, C – Olsztynek, 6 – gabbro and syenites: D – Pisz, 7 – pyroxenites and syenites: E – Tajno; 8 – Vendian plateau basalts, 9 – faults, 10 – Tornquist-Teisseyre Line (margin of the epi-Proterozoic Platform). Note: fissure intrusions (microsyenites, lamprophyres and diabases) are omitted in the map.



Ryc. 2. Superpozycja anomalii grawimetrycznej i resztkowych anomalii magnetycznych nad masywem syenitów elckich, wg H. Kurbiela, 1978.

1 – izarytmy Δg co 25 $\mu m/s^2$, 2 – pola dodatnich resztkowych anomalii magnetycznych, a – słabszych, b – intensywniejszych, 3 – otwory wiertnicze.

Fig. 2. Superposition of gravity anomaly and residual magnetic anomalies traced above the Elk syenite massifs, after H. Kurbiel, 1978.

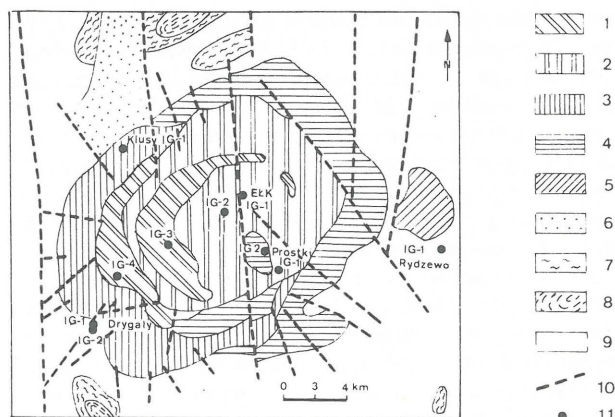
1 – isarithms Δg in 25 $\mu m/s^2$ intervals, 2 – fields of positive residual magnetic anomalies: a – weak, b – intense, 3 – boreholes.

towe syenity z piroksenami, amfibolami i biotytem (Elk IG 4), nefelinonośne mikropertytowe syenity (pułaskity, mariupolity), nefelinowe syenity egirynowe (fojaity) i nefelinity (Elk IG 3), a także mikrosyenity (mikroalbityty, mikrofojaity, mikropułaskity), tinguaity i polzenity (7, 1).

Ewolucja masywu rozwijała się od intruzji pierścieniowych granitów, mikroklinowych granitów, granodiorytów i diorytów – zachowanych w brzeżnej części masywu lub w jego osłonie (Drygały IG 1, 1a) – poprzez kwarcowe syenity, mikropertytowe syenity do takich samych pierścieniowych intruzji sodalitowych syenitów, nefelinonośnych mikropertytowych syenitów, nefelinowych syenitów, nefelinitów, którym towarzyszą żyłowe – mikrosyenity i lamprofiry aż do stref przeobrażeń metasomatyczno-pneumatolityczno-hydrotermalnych z przejawami mineralizacji Nb, U–Th, TR, a także Zr. Mineralizacja przejawia się głównie w skałach szeregu agpaitowego, w których tlenki występują w asocjacji z minerałami barwnymi krystalizującymi po skaleniach i foidach. Mobilizacja i wzbogacenie w wymienione pierwiastki nastąpiły w etapie późnomagmowym w wyniku powstawania nowych niskotemperaturowych (pegmatytowych) agpaitowych asocjacji mineralnych.

Aktywizacja tektoniczna zachodząca z różnym natężeniem spowodowała silny rozwój tektoniki uskokowej i spekań. Oprócz kierunków gotyjskich i odziedziczonych pogotyjskich, w węzle intruzyjnym odnawiane były strefy zluźnień koncentrycznych, stożkowych, radialnych i tangencjalnych. Sprzyjały one rozwojowi procesów metasomatycznych i hydrotermalnych, bowiem stały się one w wielu przypadkach pułapkami dla mineralizacji.

Metalonośne strefy przeobrażeń metasomatyczno-hydrotermalnych mają grubość od kilku centymetrów do kilku metrów. Są to soczewy, żyły, formy sztokwerkowe lub inne wypełnienia. Na diagramach karotażowych zaznaczają się one anomaliami promieniowania gamma, które na ogół mają mieszany urano-torowy charakter,



Ryc. 3. Mapa geologiczna intruzji elckiej, wg S. Kubickiego i W. Ryki, 1982, uproszczona.

1 – nefelinowe syenity, nefelinity, nefelinonośne mikropertytowe syenity, 2 – sodalitowe mikropertytowe syenity, 3 – mikroklinowe syenity, 4 – kwarcowe syenity, 5 – syenity i granity alkaliczne, 6 – piaskowce i kwarcyty grupy Biebrzy, 7 – migmatyty, 8 – gnejsy biotytowe i amfibolowe proterozoiku dolnego, 9 – granitoidy prekarelskie kompleksu mazowieckiego, 10 – uskoki, 11 – otwory wiertnicze.

Fig. 3. Geological map of the Elk intrusion, after S. Kubicki and W. Ryka, simplified.

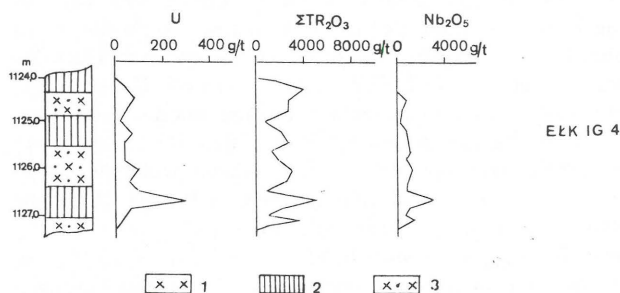
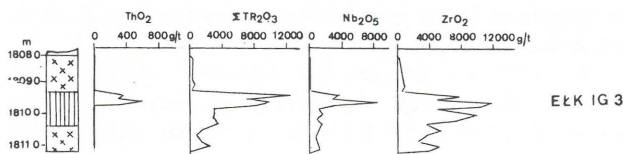
1 – nepheline syenites, nephelinites, microperthite nepheline-bearing syenites, 2 – microperthite sodalite syenites, 3 – microcline syenites, 4 – quartz syenites, 5 – syenites and alkaline granites, 6 – sandstones and quartzites of Biebrza Group, 7 – migmatites, 8 – Lower Proterozoic biotite and amphibole gneisses, 9 – pre-Karelian granitoids of Mazowsze complex, 10 – faults, 11 – boreholes.

rzadziej są torowe lub uranowe (2). Strefy te odznaczają się zmiennością składu mineralnego, a także zróżnicowaniem strukturalnym i teksturalnym skał.

Pegmatoidalne, zwykle zonalnej budowy nefelinowe syenity agpaitowe, rzadziej miaskitowe, zbudowane są z nefelinu, mikroklinu, sodalitu, egirynu, arfvedsonitu, sporadycznie eudialitu, ramsaitu, lamprofyllitu. W wyniku przeobrażeń metasomatycznych, szczególnie albityzacji i zeolityzacji powstały nowe asocjacje rzadkich minerałów, często sodowych cyrkonio-tytanokrzemianów. Są to elpidyt, katapleit, lävenit, ramsait, loparyt, niobonośny manganowy ilmenit lub pyrophanit, rinkit, bastnaesyty. Wyróżnia się odmiany metasomatytów nefelinowo-katapleitowych z rinkitem i bastnaesytem oraz nefelinowo-egirynowych z loparytem i ramsaitem (4).

Pegmatyty szeregu miaskitowego zwykle nie wykazują zonalności i zbudowane są z mikroklinu, nefelinu, albitu, biotyty, augitu egirynowego. Wśród minerałów akcesorycznych zidentyfikowano: apatyt, tytanit, ilmenit, magnetyt, cyrkon, pirochlor, monacyt, bastnaesyty, cyrkonolit i niobowy cyrkonolit, fluoryt. Ten typ określa się jako nefelinowo-mikroklinowe metasomatyty z cyrkonem i pirochlorem.

W wyniku procesów mikroklinizacji i albityzacji utworzyły się strefy mikroklinowych i albitowych metasomatytów. Nefelinowe mikroklinity wśród minerałów akcesorycznych zawierają lävenit, cyrkon, ceryt, allanit, bastnaesyty, eschynit i cerianit. Charakterystycznymi akcesorycznymi, a nierzadko i skałotwórczymi minerałami egirynowych albitytów są przede wszystkim cyrkon (do 5%) i pirochlor, ściślej minerały grupy pirochloru (betafit).



Ryc. 4. Zawartości U, ThO₂, TR₂O₃, Nb₂O₅, ZrO₂ w strefach przeobrażeń metasomatyczno-hydrotermalnych w syenitach Elku, wg E. Barejowej i S. Kubickiego, 1983.

1 – nefelinowe syenity, 2 – alkalicznoscieniowe syenity, 3 – syenity przeobrażone metasomatycznie i hydrotermalnie.

Fig. 4. Contents of U, ThO₂, TR₂O₃, Nb₂O₅ and ZrO₂ in zones of metasomatic-hydrothermal transformations in the Elk syenites, after E. Barejowa and S. Kubicki, 1983.

1 – nepheline syenites, 2 – alkaline-feldspar syenites, 3 – syenites subjected to metasomatic and hydrothermal transformations.

marignacyt i in.) oraz niobonośny ilmenit, minerały ziem rzadkich, fluoryt, siarczki (piryt, galena, chalkopiryt, sfaleryt, molibdenit). Zawartości cyrkonu mogą być lokalnie znaczne i wówczas powstały paragenezy albitowo-egirynowo-cyrkonowe typowe dla mariupolitów. W wyniku albityzacji nefelinowo-egirynowych pegmatytów z loparytem powstały metasomatyty egirynowo-albitowo-loparytowe. Albityty monocyklowo-pirochlorowe są rzadsze.

Na albityzację i mikroklinizację nakłada się okwarcowanie, sulfidyzacja, karbonatyzacja, fluorytyzacja i zeolityzacja. Procesy te rozwijały się w strefach złuznień tworząc żyłki i wypełnienia lub impregnacje, w których efekcie powstały skały węglanowo-krzemianowe. Wyróżnić można utwory sodalitowo-kankrynitowe z fluorytem i siarczkami Fe, Cu, Zn, Pb, Mo, analcymowe-natrolitowe z fluorytem, krzemianowo-węglanowe z bastnaesytem i calkinysem i żyłki karbonatytów kalcytowo-(hematytowo)-syderytowo-bastnaesytowych z fluorytem i barytem, burbankitem, calkinysem, rabdofanem.

W ewolucji mineralizacji metalami rzadkimi można zauważyć, że w etapie magmowym i późnomagmowym dominują krzemiany TR i sodowe tytano-cyrkonokrzmiany; w etapie pomagmowym pierwiastki ziem rzadkich występują w połączeniach fosforanowych, węglanowych i tlenkowych.

Pomimo tego, że procesy autometasomatyczne i pneumo-hydrotermalne są pospolite, ich zasięg w dotychczas rozpoznanych skałach jest mały – dominują niewielkiej grubości strefy przeobrażeń i cienkie żyły, same zaś struktury skał są drobnoziarniste. Zawartości metali użytecznych są na ogół niskie. Interesujące pod względem zawartości pierwiastków ziem rzadkich i niobu są anomalie

torowe (ryc. 4). Tak np. w otworze Elka IG 3 anomalie torowa wartości 20 pA/kg w zmienionych metasomatycznie i hydrotermalnie syenitach w interwale 1809,33–1811,20 m przy ilości 600 g/t ThO₂ zawiera 3847 g/t TR₂O₃, 1896 g/t Nb₂O₅ i 5845 g/t ZrO₂ (średnie ważone z interwału 1,87 m). W pojedynczych próbkach maksymalne zawartości Nb₂O₅ dochodzą do 8600 g/t, TR₂O₃ do 14 000 g/t, ThO₂ do 1200 g/t i uranu do 305 g/t. W składzie pierwiastków ziem rzadkich dominuje grupa cerowa. Liczne cyrkonio-tytanokrzmiany i krzemiany cyrkonu spełniające niejednokrotnie rolę składnika skałotwórczego przesądzają o wysokich zawartościach ZrO₂ i hafnu. W próbach punktowych zawartość ZrO₂ dochodzi do 4,4% wag.

Alkaliczno-ultrazasadowa intruzja Tajna znajduje się na skrzyżowaniu dużych nieciągłości tektonicznych o przebiegu południkowym i równoleżnikowym, przy czym w przedłużeniu tej ostatniej leży również intruzja Elka. Intruzja Tajna w obrazie geofizycznym odzwierciedla się w postaci intensywnej dodatniej anomalii magnetycznej pozostającej w zgodnej superpozycji z dodatnią anomalią siły ciężkości. Powierzchnia intruzji w podmezozoicznym ścięciu erozyjnym wynosi około 5 km², zaś miąższość pokrywy osadowej wynosi 600 m. Na obszarze tej anomalii Instytut Geologiczny wykonał 6 otworów wiertniczych o głębokości 849,3–1300,0 m. Jeden z nich wszedł w osłonę masywu reprezentowaną przez odmłodzone izotopowo gnejsy i łupki metamorficzne starszego prekambriu.

Masyw Tajna jest wielofazową i poligeniczną strukturą również o długotrwałym formowaniu się. W budowie jej uczestniczyły następujące po sobie intruzje piroksenitów, melasyenitów, nefelinowych syenitów i szonkinitów, skał żyłowych szeregu tinguait-sussektyt-grorudyt i mikro-syenitów, wreszcie karbonatytów. Pospolite są formy brekcji intruzyjnej, skały hybrydalne i metasomatyty. (6, 12, 9, 10).

Karbonatyty stwierdzono w otworze Tajno IG 1 w interwałach 983,5–959,7 m i 1031,4–1100,4 m, gdzie stanowią one spoiwo brekcji piroksenitów lub brekcji intruzyjnej i tworzą tekstury żyłowo-sztokwerkowe. Nie wykluczone, że otwór ten wszedł w osłonę pnia karbonatytowego; za taką możliwością przemawiają wyniki interpretacji szczegółowego zdjęcia grawimetryczno-magnetycznego, przy czym masyw dosyć głęboko jest ścięty erozyjnie. Grubość żyłek i wypełnień jest zmienne i wynosi od 5 mm do kilku, a bardzo rzadko do kilkunastu cm. Karbonatyty w Tajnie następują po intruzjach żyłowych ijolit-urtytów i albitowych syenitów, które krystalizowały w temperaturze 530–490°C. Karbonatyty są utworami wielofazowymi stosunkowo niskich temperatur. Wyróżnia się karbonatyty trzech stadiów (5).

Stadium wczesne reprezentują zbrekcjonowane karbonatytowe syenity cementujące skały piroksenitowe (ryc. 5). Zbudowane są z odłamków albitowego syenitu, rzadziej ijolit-urtytu, spojonych drobno- i średnioziarnistym silnie odkształconym różowym kalcytem z domieszką manganokalcytu z podrzędnym burbankitem (Na, Ca)₃(Ca, Sr, Ba, La, Ce...)₃(CO₃)₅ zawierającym śladowy parisyt – CaCe₂(F/CO₃)₂, następnie fluorytem, niekiedy barytem i siarczkami – głównie automorficznym pirytem i śladowym chalkopirytem. Albit i węglany występują na ogół w równoważnych ilościach.

Z brekcją piroksenitową wczesne karbonatyty pozostają w stosunkach reakcyjnych, w wyniku czego powstały kilkucentymetrowe strefy fenitów maficznych (teitfasytów) zbudowanych z flogopitu, wermikulitu, chlorytu, tytanitu, dość powszechnego apatyty, zwykle ksenomorficznego niobonośnego ilmenitu, egirynu i niskotemperaturowego

albitu, reliktywnego tytanonośnego magnetytu, piroksenu i hornblendy oraz impregnujących je węglanów. Mniejsze odłamki zostały całkowicie przeobrażone w melanokraticzne odpowiedniki syenitów, większe wykazują różny stopień hybrydyzacji i tekstury szlirowe. Oznaczenia dekremitometryczne wskazują na temperatury 490°C dla albitu i 370°C dla kalcytu.

Stadium główne stanowią burbankitowo-kalcytowe karbonatyty (ryc. 5), przedstawiające spoiwo brekcji piroksenitowej. Głównymi minerałami są średnioziarnisty i drobnoziarnisty różowawy kalcyt II generacji z obrastającym go manganokalcytem, drobnoziarnisty żółtawy i brązowy burbankit z parisytem, który stanowi ponad 20% objętości węglanów, a także w znacznych ilościach fluoryt. Sporadycznie występuje albit i nefelin, tytanit, aktynolit, apatyt, flogopit, chloryt, stroncjanit, baryt, piryty i chalkopiryty oraz zwykle automorficzny niobonośny ilmenit. Barwa burbankitu zależy od domieszki żelaza. Jest on ksenomorficzny, rzadszy o pokroju słupekowym. Posiada zmienny skład chemiczny i charakteryzuje się przewagą lantanu nad cerem. Oprócz TR występują domieszki Y, Nb i Th. Parisyty występują w burbankicie w postaci igiełkowych wrostków. Kontakty między piroksenitami a burbankitowo-kalcytowymi karbonatytami są ostre, a strefy reakcyjne są wąskie z typową dla nich wermikulitacją piroksenów lub drobnymi żyłkami penetracyjnymi węglanów. Minerale karbonatytów obfitują w inkluzje gazowo-ciekłe. Oznaczenia dekremitometryczne kalcytu wskazują na temperatury 410–380°C. Dekremitometria fluorytu wykazuje maksimum w przedziale 320–290°C, zaś temperatury homogenizacji fluorytu I generacji znajdują się w przedziale 310–210°C, a fluorytu II generacji w późnych karbonatytach w interwale 165–110°C.

Stadium późne reprezentują kalcytowe karbonatyty (ryc. 5), w których głównym minerałem jest mleczno-biały średnioziarnisty kalcyt III generacji w paragenezie z fluorytem II generacji. Sporadyczny jest alstonit (barowy kalcyt), węglany TR, aktynolit, albit. Do tego stadium należą pospolite siarczki: piryty, pirotyn jednoskośny z relikami heksagonalnego, chalkopiryty, galena, sfaleryt, molibdenit, anatazy i automorficzny ilmenit. Często minerały

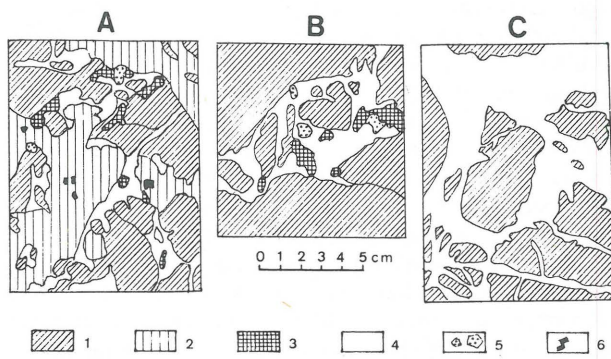
te wypełniają ściany pustek lub stowarzyszone są z drobnymi żyłkami kwarcu, dolomitu, barytu i kalcytu.

Kontakty kalcytowych karbonatytów z piroksenitami są ostre i nie wykazują stref reakcyjnych, jedynie w otaczających piroksenitach rozwinięte są drobne penetracyjne użylenia. Późne karbonatyty krystalizowały poniżej 160°C.

Z analiz pełnych wynika, że we wczesnym stadium węglany karbonatytów stanowią około 1/3 objętości karbonatytowych syenitów, a zawartość TR_2O_3 waha się od 0,9 do 5,65%. W stadium głównym węglany są istotnym składnikiem, zaś zawartości TR są niższe, lecz bardziej regularne. Stadium późne – kalcytowe karbonatyty są ubogie w pierwiastki ziem rzadkich. W spektrum TR przeważają lekkie pierwiastki grupy cerowej (lantanowej), przy czym zaznacza się lekka przewaga lantanu nad cerem.

W próbkach karbonatytów z Tajna IG 1 oznaczono zawartości izotopów ^{13}C i ^{18}O ; badania wykonała dr J. Hladíková w Instytucie Geologicznym w Pradze. Uzyskane wyniki: $\delta^{13}C_{(PDB)}$ w granicach od $-4,4\text{‰}$ do $-2,2\text{‰}$ oraz $\delta^{18}O_{(PDB)}$ w granicach od $-23,5\text{‰}$ do $-20,4\text{‰}$ są typowe dla węglanów karbonatytowych spokrewnionych ze skałami alkaliczno-ultrasasadowymi, przede wszystkim zaś z kimberlitami (w diamentach $\delta^{13}C = -3\text{‰} \div -8\text{‰}$).

Gabro-syenitowy masyw Pizsa (w literaturze znany jako intruzja śniardwska) w obrazie geofizycznym odzwierciedla się w zgodnej superpozycji intensywnej dodatniej anomalii magnetycznej i dodatniej anomalii grawimetrycznej. Zajmuje on obszar około 150 km². W obrębie masywu

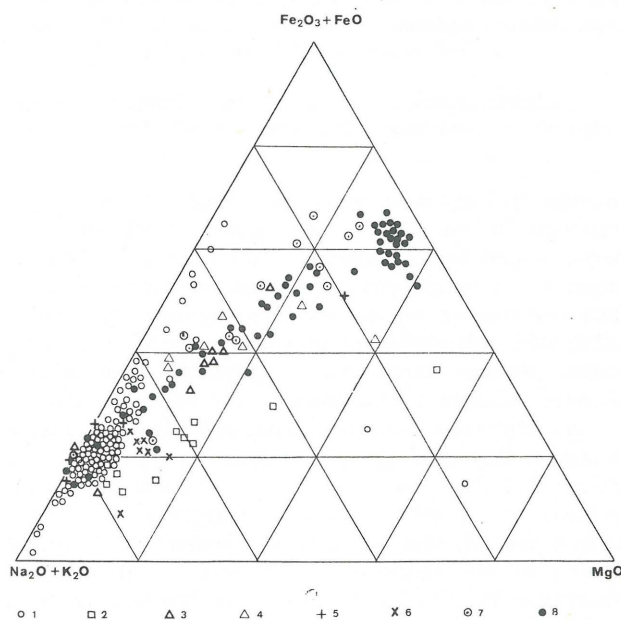


Ryc. 5. Występowanie karbonatytów w masywie Tajna, wg A. Dziezic i W. Ryki, 1983, zmodyfikowane.

A – stadium wczesne, B – stadium główne, C – stadium późne; 1 – piroksenit, 2 – skała albitowa, 3 – burbankit z parisytem, 4 – kalcyt, 5 – fluoryt, 6 – siarczki.

Fig. 5. Distribution of carbonatites in the Tajno massif, after A. Dziezic and W. Ryka, 1983, modified.

A – early stage, B – major stage, C – late stage; 1 – pyroxenite, 2 – albite rock, 3 – burbankite with parisite, 4 – calcite, 5 – fluorite, 6 – sulfides.



Ryc. 6. Trójkąt dyferencyjny $MgO - (Fe_2O_3 + FeO) - (Na_2O + K_2O)$.

Punkty projekcyjne analiz chemicznych skał z otworów wiertniczych: 1 – Elk IG 1, Elk IG 3, Elk IG 4, Prostki IG 1, 2 – Prostki IG 2; 3 – Drygały IG 1, 4 – Drygały IG 1a; 5 – Rydzewo IG 1; 6 – Klusy IG 1; 7 – Wejsuny (Pisz); 8 – Tajno IG 1; Tajno IG 2; Tajno IG 3, Tajno IG 6.

Fig. 6. Differentiation triangle $MgO - (Fe_2O_3 + FeO) - (Na_2O + K_2O)$.

Projection points of chemical analyses of rocks from boreholes:

1 – Elk IG 1, Elk IG 3, Elk IG 4, Prostki IG 1, 2 – Prostki IG 2, 3 – Drygały IG 1, 4 – Drygały IG 1a, 5 – Rydzewo IG 1, 6 – Klusy IG 1, 7 – Wejsuny (Pisz), 8 – Tajno IG 1, Tajno IG 2, Tajno IG 3 and Tajno IG 6.

wykonano otwór wiertniczy Pisz (Wejsuny) do głębokości 1359,5 m. Strop intruzywu leży na głębokości 1098,9 m, przy czym w spągu utworów triasowych występują okruchy porfirów i kwarcytów, przypuszczalnie należących do grupy Biebrzy. W profilu otworu występuje biotytowo-hornblendowo-augitowe gabro i leukogabro kontaminiowane w górnej części kwarcowym syenitem, dzięki czemu utworzyły się skały hybrydalne o składzie monzonitów (7).

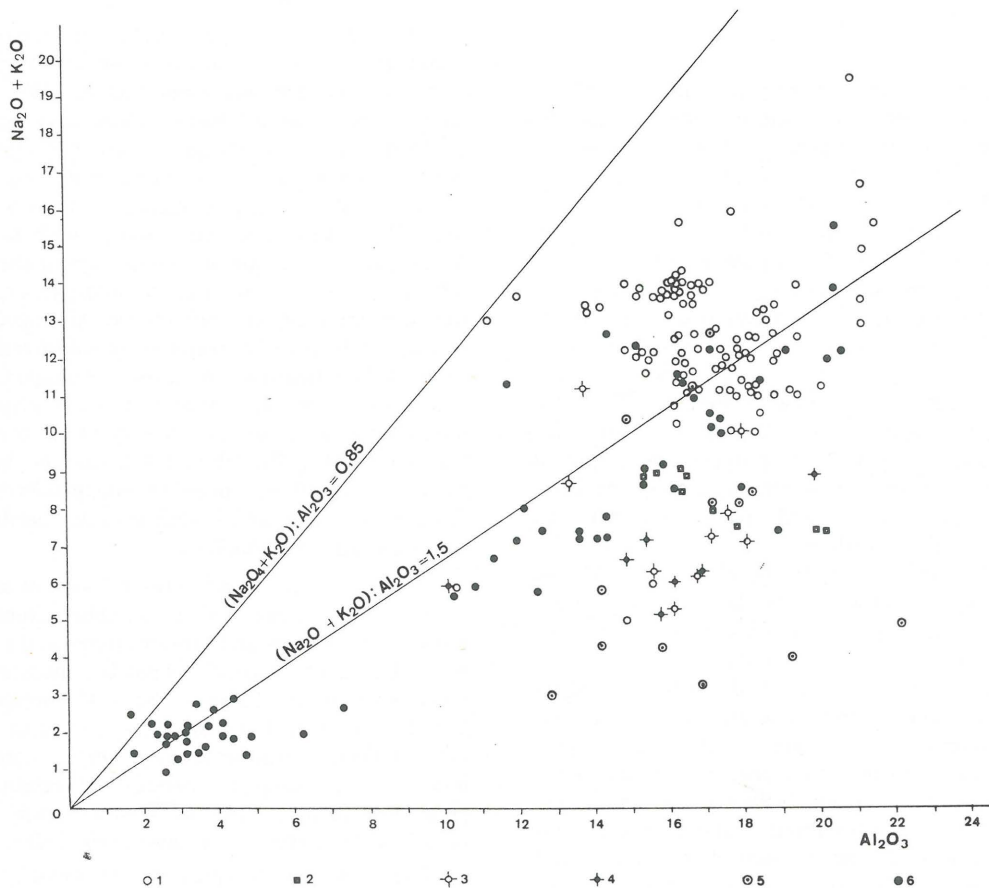
Najdalej wysuniętym na zachód jest syenitowy masyw Mławy, który zajmuje powierzchnię około 300 km². Jego kontury wyprowadzono w wyniku interpretacji anomalii grawimetrycznej i magnetycznej, których superpozycja przypomina sytuację w rejonie Ełku. W marginalnej części masywu odwiercono otwór Konopki 1, w którym pod pokrywą osadową w interwale 2492,8–2732,0 m stwierdzono mikrosyenity.

Olsztyński masyw alkaliczny został wyinterpretowany na podstawie materiałów geofizycznych. Jego skład petrograficzny nie jest bliżej zdefiniowany, ponieważ nie został on zbadany wiertniczo (11).

Masywy mławski i olsztyński, w odróżnieniu od pozostałych intruzji platformowych, występują w obrębie prekarelskich struktur fałdowych w strefie ciechanowskiej.

Anorogeniczne masywy ultramaficzno-syenitowe stanowią jednolitą jednostkę petrograficzną złożoną z piroksenitów, gabroidów i syenitoidów (14). Wyraźnie zdyferencjowane są piroksenity należące do serii alkaliczno-wapniowej, które nie mają jednak rozwiniętego trendu magnezowo-alkalicznego (ryc. 6). W środkowej części projekcji MgO – (Fe₂O₃ + FeO) – (Na₂O + K₂O) powiązane są one wyraźnie z gabroidami również dość znacznie zróżnicowanymi, wskutek kontaminacji z syenitoidami. Oddzielną serię tworzą natomiast silnie zróżnicowane syenitoidy, których punkty parametryczne ułożone są wzdłuż żelazowo-alkalicznego boku trójkąta projekcyjnego. Odrębność ta może wynikać zarówno z późniejszych zmian metasomatycznych, jak również może być rezultatem odrębnej krystalizacji spowodowanej barierą ortopiroksenową.

Wśród syenitoidów (seria alkaliczna) występują odmiany agpaitowa (w otworach Ełk IG 3, Ełk IG 4, Klusy IG 1 i Tajno IG 1) oraz miaskitowa (ryc. 7). Pierwsze są nośnikami niobu, metali ziem rzadkich i pierwiastków promieniotwórczych. Składniki te skoncentrowały się głównie w produktach działalności pneumatolitycznej i hydrotermalnej, przede wszystkim w obrębie masywu ełckiego i masywu Tajna. Nie są to jedyne miejsca koncentracji wymienionych



Ryc. 7. Projekcja $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$ umożliwiająca podział skał na agpaity (pole ograniczone stosunkiem $Na_2O + K_2O : Al_2O_3 = 0,85 - 1,5$) oraz miaskity (pole o stosunku $Na_2O + K_2O : Al_2O_3$ wyższym od 1,5).

Fig. 7. Projection of $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$, making possible subdivision of rocks into agpaites (field delineated by the $Na_2O + K_2O : Al_2O_3$ ratio equal 0.85–1.5) and miaskites (field with value of the $Na_2O + K_2O : Al_2O_3$ ratio over 1.5).

Punkty projekcyjne analiz chemicznych skał z otworów wiertniczych: 1 – Ełk IG 1, Ełk IG 3, Ełk IG 4, Prostki IG 1, Rydzewo IG 1, Klusy IG 1; 2 – Prostki IG 2; 3 – Drygały IG 1; 4 – Drygały IG 1a; 5 – Wejsuny (Pisz); 6 – Tajno IG 1; Tajno IG 2, Tajno IG 3, Tajno IG 6.

Projection points of chemical analyses of rocks from boreholes: 1 – Ełk IG 1, Ełk IG 3, Ełk IG 4, Prostki IG 1, Rydzewo IG 1, Klusy IG 1; 2 – Prostki IG 2, 3 – Drygały IG 1, 4 – Drygały IG 1a, 5 – Wejsuny (Pisz), 6 – Tajno IG 1, Tajno IG 2, Tajno IG 3 and Tajno IG 6.

pierwiastków, bowiem istnieją również jeszcze inne ślady wskazujące na ich obecność w pogotyjskich dyslokacjach i spękaniach tnących stare skały fundamentu krystalicznego, m. in. w granulitach i anortozytach struktury Sejn.

LITERATURA

1. Bareja E., Dziejdzic A. et al. — Wyniki wiercen Ełk IG 3 i Ełk IG 4. Arch. Inst. Geol. 1980.
2. Bareja E., Kubicki S. — Mineralizacja syenitów ełckich w strefach przeobrażeń metasomatyczno-hydrotermalnych (NE Polska). Kwart. Geol. 1983 nr 2.
3. Depciuch T., Lis J., Sylwestrzak H. — Wiek izotopowy skał podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. Ibidem 1975 nr 4.
4. Dziejdzic A. — Ełk syenite intrusion. Biul. Inst. Geol. 1983 nr 347.
5. Dziejdzic A., Ryka W. — Carbonatites in the Tajno intrusion. Arch. Miner. 1983 z. 2.
6. Gaczyński B., Szymański B. — Badanie anomalii Tajna. Arch. Inst. Geol. 1967.
7. Görlich E., Badak J., Morawski T. — Badania petrochemiczne skał podłoża krystalicznego nawierconego w Wejsunach koło Pisz. Kwart. Geol. 1960 nr 4.

SUMMARY

In NE Poland, the origin of platform intrusion of the central type has been related to Late Proterozoic tectonic-igneous activation of the crystalline basement. The intrusions — alkaline-ultramafic Tajno, alkaline-gabbro Pisz, and alkaline Ełk, Mława and Olsztynek intrusions — have used deep, presumably Gothian tectonic fractures, responsible for partition of the fundament into blocks. This was accompanied by deposition of sandstones and mudstones of the Biebrza complex (an equivalent of the Jothnian) in tectonic troughs. The majority of isotopic datings indicate „Variscan”, some — „Caledonian”, and single ones — Late Precambrian age of the intrusive rocks.

Structure and composition of the platform intrusions appear determined by polyphase and polygenic development and alkaline magmatism is especially characteristic here. The best known intrusions include those from Ełk and Tajno, with top surface overlain by Meso-Cenozoic cover 800–900 and 600 m thick, respectively. The Pisz and Mława intrusions, situated at large depths, has been evidenced by single drillings whereas the Olsztynek intrusion remains to be known from geophysical data only.

The Ełk syenite intrusion, about 400 km² in area, is known from 8 borehole columns. The drillings encountered nordmarkites, micropertite syenites with quartz, pyroxenes, biotite and arfvedsonite, micropertite sodalite syenites with either biotite or pyroxenes, microcline and albite syenites with pyroxenes, amphibolites and biotite, micropertite nepheline syenites, egrine nepheline syenites and nephelinites as well as microsyenites and lamprophyres. Evolution of that massif has proceeded from ring-like intrusions of granites, microcline granites, granodiorites and diorites, through quartz syenites and micropertite syenites to ring-like intrusions of sodalite syenites, nepheline syenites, nepheline syenites, vein deposits and zones of metasomatic-pneumo-hydrothermal transformations with traces of Nb, TR, U–Th and Zr mineralization, well-developed in rocks of the agpaite series and on smaller scale — in those of the miaskite series.

8. Görlich E., Badak J., Stoch L. — Podłoże krystaliczne; wyniki wiercenia Ełk IG 1. Biul. Inst. Geol. 1964 nr 176.
9. Juszkowiak O. — Skały plutoniczne północno-wschodniej Polski. Biul. Inst. Geol. 1971 nr 245.
10. Juszkowiak O. — Skały plutoniczne. W: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce, cz. 1. Pr. Inst. Geol. 1973 t. 68.
11. Kubicki S., Ryka W. — Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Wyd. Geol. 1982.
12. Kubicki S., Siemiątkowski J. — Minerale kruszcowe skał podłoża krystalicznego w otworach Tajno 1, 2, 3, 5, 6, Klusy, Prostki i Augustów. Arch. Inst. Geol. 1966.
13. Kurbiel H. — Wyniki badań geofizycznych. W: Profile głębokich otworów wiertniczych — Drygały IG 1, Drygały IG 1a, Rydzewo IG 1. Inst. Geol. 1978 z. 47.
14. Ryka W. — Precambrian evolution of the East-European platform in Poland. Biul. Inst. Geol. 1983 nr 347.
15. Znosko J. — W sprawie badań aureoli batolitowych w prekambrze północno-wschodniej Polski. Prz. Geol. 1963 nr 2.

Metal-bearing zones are varying from a few cm to some meters in thickness and are characterized by varying mineral composition, structure and texture. Well logs display gamma radiation anomalies. There may be differentiated nepheline-cataleptite metasomatites with rinkite and bastnaesite, nepheline-(albite)-egrine ones with loparite and ramsayite, and nepheline-microcline ones with zircon and pyrochlore, nepheline microclinites with lävenite, zircon, bastnaesite, cerite, allanite, eschinite and cerianite, egrine-albite microclinites with zircon and pyrochlore, and albitites with monacite and pyrochlore. Albitization and microclinitization became overprinted by sulfidization, fluoritization, carbonatization, formation of quartz, hematization and zeolitization. The latter resulted in origin of complex parageneses such as silicate-carbonate paragenesis with fluorite, Fe, Cu, Zn, Pb and Mo sulfides, bastnaesite and calcinsite as well as veinlets of calcite-siderite — (hematite)-bastnaesite carbonatites with fluorite, barite, burbankite, calcinsite and rhabdophane.

The Tajno intrusion is about 5 km² in area. It is built of pyroxenites, melasyenites, nepheline syenites and shonkites, microsyenites and lamprophyres and there are traces of carbonatites. Intrusive breccias, hybridal rocks and metasomatites are common here. Carbonatites has been found in a single borehole. They represent either cement of pyroxenite breccia or a component of complex intrusive breccia — a polyphase product of relatively low temperatures, forming vein-stockwork forms. Three stages in origin of carbonatites have been differentiated.

The early stage is represented by brecciated carbonatite syenites built of fragments of albite microsyenite or, sometimes, ijolite-urtite and cemented with pink calcite with admixture of manganocalcite and, on a smaller scale, burbankite with traces of parisite, fluorite and sometimes barite and sulfides. Albite and carbonates generally occur in comparable amounts. Early carbonatites are found to have interacted with pyroxenite breccia.

The major stage is represented by burbankite-calcite carbonatites built of pinkish calcite with manganocalcite,

burbankite with parisite (up to 20 wt.%) and fluorite, whereas albite and nepheline, sulfides, titanite, Nb-bearing ilmenite, flogopite, apatite, actinolite, chlorite, strontianite and barite are sporadic. Contacts with pyroxenite breccia are sharp, the reaction zones narrow, with characteristic vermiculitization of pyroxenites and fine penetrative carbonate veinlets. Decrepitometric identifications of calcite shows temperatures from 410 to 380°C, and of fluorite — the maximum in the range 320–290°C, and those for homogenization of fluorite — temperatures in the range 310–210°C.

The late stage is represented by calcite carbonatites

built of milk-white calcite in paragenesis with fluorite, sporadically with alstonite, carbonates and TR. This stage also comprises sulfides which are accompanied by fine veinlets of quartz, barite, dolomite, or form along with them encrustations on fissure walls. The contact of calcite carbonatites and pyroxenites is sharp, without any zones of reaction. Temperatures of crystallization are estimated at below 160°C.

Identifications of isotopes $\delta^{18}\text{O}$ (from -4.4 to -2.2‰) and $\delta^{13}\text{O}$ (from -23.5 to -20.4‰) in carbonates from Tajno carbonatites indicate their affiliation to the alkaline-ultramafic formation and close affinities to kimberlinites.