

Wczesnokarboński wiek intruzji platformowych w podłożu krystalicznym NE Polski

Ewa Krzemińska*, Janina Wiszniewska*, Ian S. Williams**



E. Krzemińska



J. Wiszniewska



I.S. Williams

Early Carboniferous age of the cratonic intrusions in the crystalline basement of NE Poland. *Prz. Geol.*, 54: 1093–1098.

S u m m a r y. Three mafic-alkaline intrusive bodies in NE Poland: Elk, Pisz and Tajno, have been dated recently with U-Pb SHRIMP method. An earlier Rb-Sr whole rock isochron of Elk syenites pointed to an age 355 ± 4 Ma, while K-Ar age estimates suggested a Late Paleozoic age of Pisz and Tajno rocks, however, in a wide range between 349–291 Ma and 327–289 Ma, respectively. In the paper, we present new geochronological results and discuss the problem of the closure temperatures for different minerals and different isotopic systems used in previous age determinations. Much of the early dating works has been done using K-Ar method. Biotite and K-feldspar retain radiogenic Ar quantitatively below 280–200°C. Only if

magmatic bodies cooled quickly and remained unmetamorphosed, K-Ar and Rb-Sr ages estimate accurately the intrusion emplacement. Zircon used for U-Pb datings has a closure temperature over 800°C, that is comparable to the temperature of magma's solidus. Therefore U-Pb magmatic zircons dates could be interpreted as an intrusion emplacement ages. The obtained U-Pb results of 347.7 ± 8 Ma (Elk) and 345.5 ± 5 Ma (Pisz) have shown very consistent Early Carboniferous age of platform mafic-alkaline magmatic activity. This new U-Pb SHRIMP dating indicates that Elk and Pisz intrusions are coeval and together with the Tajno alkaline-carbonatite massif could be affined with the Late Devonian Kola Alkaline Carbonatite Province (KACP).

Key words: zircon, U-Pb SHRIMP geochronology, closure temperature, mafic-alkaline magmatism, Early Carboniferous, NE Poland

Intruzje platformowe (Ryka, 1984), głównie skał alkalicznych, występują w podłożu krystalicznym NE Polski w trzech izolowanych masywach: ełckim (syenitowym), tajnowskim (piroksenitowo-syenitowym z karbonatytami) i piskim (gabrowo-syenitowym). Dotychczasowe badania geochronologiczne intruzji metodą K-Ar (Depciuch i in., 1975) pozwoliły określić paleozoiczny wiek krystalizacji wspomnianych skał na: 318–285 mln lat temu (wiele wyników w tym przedziale) — syenity i porfiry Ełku; 327 i 289 mln lat — porfir i mikrosyenit Tajna; i 349 i 291 mln lat — gabro i syenit Pizsa. W Ełku były także notowane pojedyncze neoproterozoiczne wyniki: 630 i 600 mln (Łaszkiwicz, 1960; Ryka, 1964) i 525 mln (Ryka, 1994). Badanie wieku cyrkonów ze skał intruzji ełckiej i piskiej, z zastosowaniem precyzyjnej metody U-Pb SHRIMP II, dla celu nowej *Mapy geologicznej podłoża krystalicznego NE Polski* w skali 1 : 500 000 oraz Polskiej Tablicy Stratygraficznej, miało ostatecznie rozstrzygnąć istniejące rozbieżności (wyniki wskazują na neoproterozoik, karbon i perm) i rozwiązać tym samym wątpliwości wynikające z niskiej dokładności wcześniej stosowanych metod.

Celem niniejszego komunikatu jest prezentacja wyników najnowszych badań geochronologicznych cyrkonów z próbek syenitu z Ełku i gabra z Pizsa metodą U-Pb SHRIMP, wykonanych w Laboratorium Izotopowym w Canberze (*Geochronology and Isotope Geochemistry Research School of Earth Sciences, of Australian National University*), oraz odniesienie się do wcześniejszych danych geochronologicznych i hipotez genetycznych.

Pozycja geologiczna masywów alkaliczno-zasadowych

Masywy alkaliczno-zasadowe (Pisz, Ełk, Tajno) znajdujące się w podłożu krystalicznym NE Polski, zostały odkryte dzięki silnym anomalii geofizycznym, głównie grawimetrycznym. Na szczególną uwagę zasługuje ujemna anomalia grawimetryczna Ełku — jeden z najbardziej spektakularnych obiektów geofizycznych — z powodu towarzyszącej jej pierścieniowej anomalii magnetycznej (Wybraniec & Cordell, 1994). W tej części kratonu wschodnioeuropejskiego skały krystaliczne znajdują się pod pokrywą 600–800 m utworów mezozoicznego-kenozoicznych. Masywy alkaliczno-zasadowe, występujące nieco na południe od mezoproterozoicznego kompleksu mazurskiego (ryc. 1), są otoczone przez swekofeńskie skały metaosadowe i metamagmowe (Wiszniewska i in., 2005) oraz paleoproterozoiczne granitoidy (Krzemińska i in., 2006; Wiszniewska i in., 2006).

Najwcześniej został rozpoznany piski masyw gabrowy (gabrowo-syenitowy) w okolicach jeziora Śniardwy. Było to pierwsze wiercenie w tej części platformy wschodnioeuropejskiej, wykonane jeszcze w granicach ówczesnych Prus Wschodnich. Otwór wiertniczy, Johannesburg EG1 (Fischer, 1939) dziś zwany Pisz lub Wejsuny, został zlokalizowany w strefie dodatnich anomalii grawimetrycznych i magnetycznych. Powodowała je intruzja gabrowa, lokalnie przewarstwiona syenitami kwarcowymi. Monotonny litologicznie profil gabra augitowo-hornblendowo-biotytowego (Görllich i in., 1960) dotychczas był uważany za paleozoiczną intruzję platformową (Depciuch i in., 1975). Opublikowane niedawno przez Cymermana (2004) wyniki badań strukturalno-kinematycznych rdzeni z głębokich otworów NE Polski pozwoliły autorowi przedstawić nową koncepcję elementów strukturalnych. Stawia on hipotezę istnienia dwóch terranów, bałtyckiego i polsko-łotewskiego, których granica mogłaby przebiegać na obszarze NE Polski. Połączenie wspomnianych terranów, w postaci

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; Ewa.Krzeminska@pgi.gov.pl; Janina.Wiszniewska@pgi.gov.pl;

**Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra ACT 0200, Australia; Ian.Williams@anu.edu.au

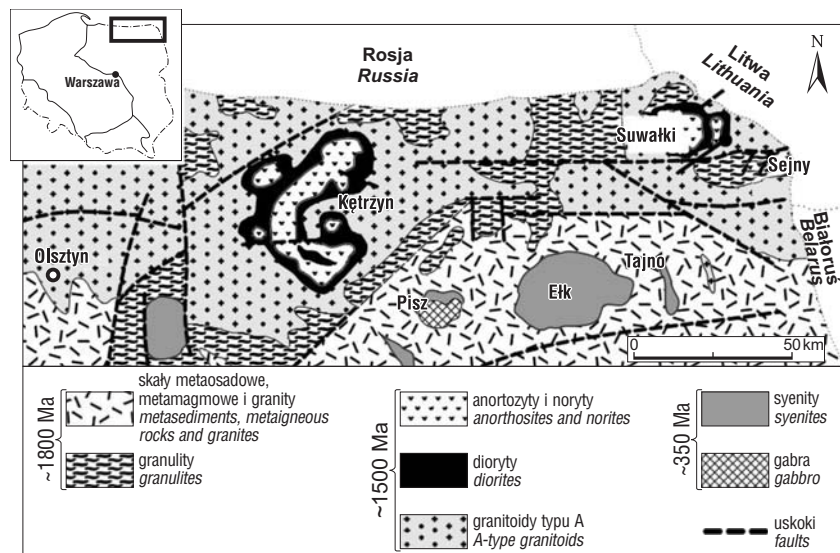
szwu ofiolitowego, wyznaczałoby występowanie rozległych ciał metabazytowych, dziś rozczłonkowanych tektonicznie. Jako potencjalne ciało metabazytowe i fragment pierwotnej, paleoproterozoicznej sekwencji ofiolitowej w podłożu krystalicznym, zostały wskazane między innymi gabroidy amfibolowe z Pisz, nazwane we wspomnianej publikacji metagabrami. W świetle tejże hipotezy szczególnego znaczenia nabierają cechy budowy cyrkonów z intruzji piskiej, ewentualne ślady metamorfizmu w postaci przerostów metamorficznych a także rezultaty badań geochronologicznych metodą U-Pb.

Elcki masyw syenitowy wraz z aureolą fenitów, występujący na powierzchni ok. 400 km² (Ryka, 1994), był badany otworami wiertniczymi od 1954 r. (otwory: Elk IG 1–4, Klusy IG 1, Rydzewo IG 1, Drygały IG 1, 1a, Prostki IG 1, 2, Grajewo IG 1). Jest to struktura pierścieniowa, najprawdopodobniej policykliczna, zdominowana przez utwory niedosycone krzemionką, syenity mikropertytowe, syenity foidonośne i foidowe aż do foidolitów. Znaczącą rolę w tworzeniu pierścieniowej struktury intruzji odgrywały dyferencjacja oraz kontaminacja. Przypuszczalnie masyw utworzył się wskutek krystalizacji magmy z dwóch szeregów dyferencyjacyjnych (Armbrustmacher & Modreski, 1994). Niski stosunek inicjalny $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70407\text{--}0,707$ świadczy o głębokim źródle alkalicznej magmy syenitowej i braku późniejszych przeobrażeń metasomatyczno-hydrotermalnych (Blusztajn, 1994). Stwierdzone zostały niewielkie koncentracje pierwiastków ziem rzadkich, szczególnie lekkich oraz cyrkonu i niobu, a także podwyższona zawartość — toru i uranu (Dziedzic, 1984).

Masyw Tajna, najmniejsze (jedynie 5 km²) z wymienionych ciał o charakterze już nie tylko plutonicznym, ale i wulkanicznym, został spenetrowany 12 otworami wiertniczymi (Tajno IG 1–12). Ciało plutoniczne jest zbudowane z piroksenitów, które uznaje się za kumulaty mineralne, oraz maligitów a także syenitów: od alkaliczno-skaleninowych po nefelinowe (Krystkiewicz & Krzemiński, 1992). Masyw przecinają dajki skał subwulkanicznych najmłodszych epizodów magmowych, o składzie od ultrasasadowych foidytów do alkalicznych fonotefrytów i tingwaitów. Ostatnim wydarzeniem w rozwoju masywu było utworzenie się tufów i brekcji piroklastycznej oraz brekcji kominowej o spoiwie karbonatowym. Powszechnie znane karbonaty z masywu Tajna tworzą cienkie żyły w piroksenicie i w syenitach, ale przede wszystkim cementują brekcję kominową diatremy, gdzie stanowią nawet do 20% objętościowych skał. Stosunek inicjalnego strontu $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ w zakresie 0,700383–0,70364 świadczy o płaszczowym pochodzeniu większości karbonatów z Tajna (Ryka, 1994).

Dotychczasowe badania geochronologiczne

Szczególnie bogato udokumentowany geochronologicznie jest masyw elcki. Najwcześniejsze próby określenia wieku metodą K-Ar, z wynikami 630 i 550 mln lat z dwóch próbek biotyty ze syenitu, wskazały na neoprotero-



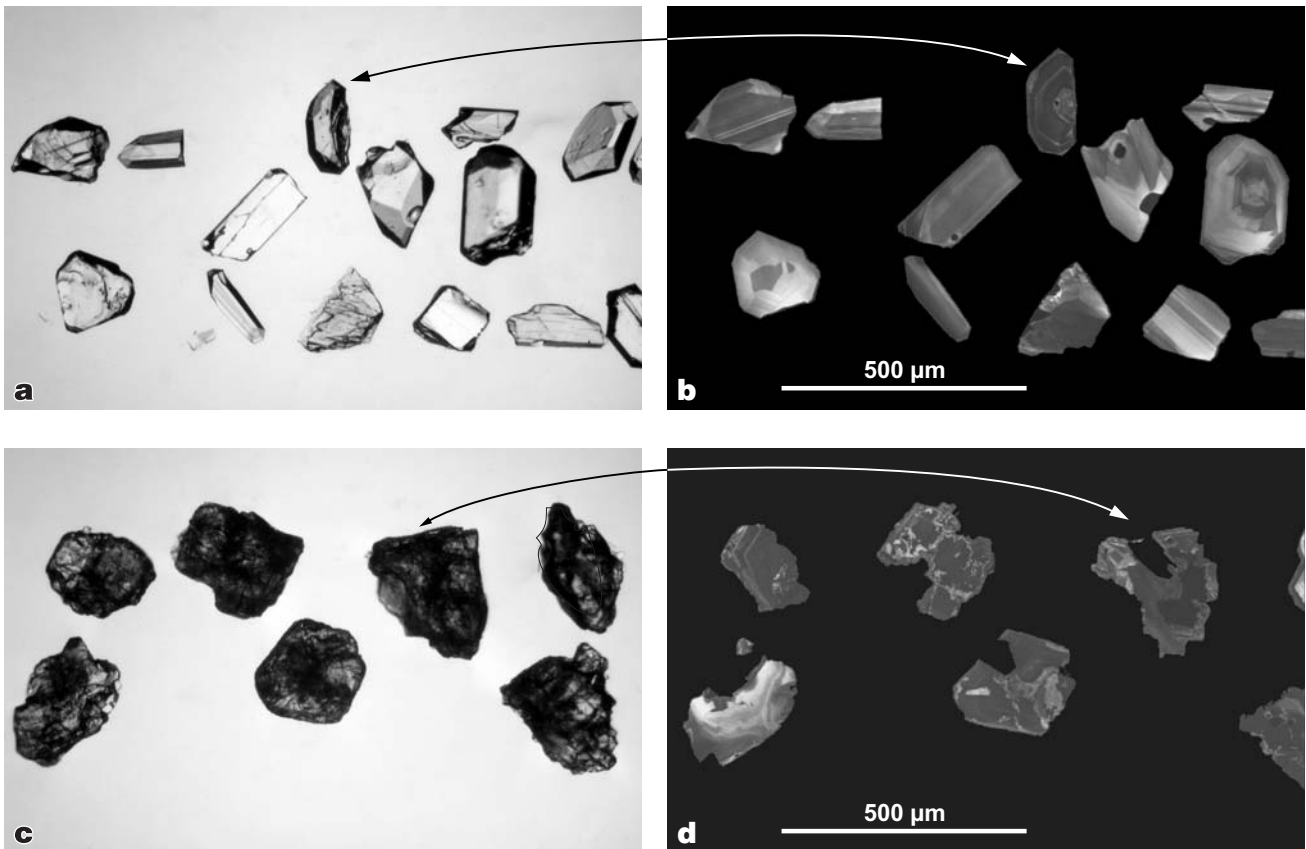
Ryc. 1. Mapa geologiczna kompleksu mazurskiego z lokalizacją masywów: piskiego, elckiego i tajnowskiego (Kubicki & Ryka, 1982; zmodyfikowana)

Fig. 1. Geological map of the area of Mazury Complex with localization of Pisz, Elk and Tajno intrusions (after Kubicki & Ryka 1982; with modification)

zoiczny (wendyjski) wiek intruzji (Łaszkiwicz, 1960). Jednak następne analizy biotyty, metodą Rb-Sr, także ze syenitu alkalicznego dały wynik 317 ± 6 mln lat (Przewłocki i in., 1962). Podobny rezultat, ok. 318 mln lat, powtórzył się przy analizach biotyty metodą K-Ar (Depciuch i in., 1975). Natomiast badania próbek skaleni z całego masywu (otwory Elk, Prostki, Klusy) rejestrowały wiek ogólnie karbońsko-permski, w zakresie 323–264 mln lat temu, z poszczególnymi wynikami: 296, 295, 305, 314, 293, 323, 285, 265, 264 mln lat. Późniejsze badania izotopowe całej skały metodą Rb-Sr (9 próbek różnych syenitów: sodalitowego, nefelinowego, alkaliczno-skaleninowego i kwarcowego) pozwoliły na wyznaczenie wieku intruzji metodą izochronową (wiek izochronowy). Niska wartość stosunku inicjalnego $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oraz idealnie liniowe ułożenie punktów na izochronie świadczą, że uzyskany wynik 355 ± 4 mln lat jest wiekiem rzeczywistym i niezwiązanym z metasomatyczno-hydrotermalnym odmłodzeniem skał (Blusztajn, 1994). Wykonane zostały także badania historii termicznej masywu metodą trakową z wykorzystaniem tytanitu i apatyty (*op.cit.*). Rozkład rezultatów analiz 29 próbek pozwolił na wyodrębnienie 3 albo 4 etapów dźwignia się masywu, począwszy od 331 ± 10 mln lat temu, a następnie 266 ± 11 mln, 230 ± 10 mln, 206 ± 8 mln.

Znacznie mniej wiadomo o masywie piskim. Dotychczas zostały wykonane jedynie badania (metodą K-Ar) biotyty z gabra i skalenia ze syenitu; uzyskano odpowiednio wyniki: 349 i 291 mln lat (Depciuch i in., 1975).

Niemal identyczny wiek masywu Tajna, ok. 327 i 289 mln lat, obliczono na podstawie wyników dwóch analiz K-Ar skaleni z porfiru i mikrosyenitu (*op.cit.*). Ponadto są znane niepublikowane jeszcze rezultaty badań geochronologicznych U-Pb metodą SIMS, przeprowadzone w laboratorium izotopowym w Nancy. Dotyczyły one próbki z otworu Tajno IG 10, z głębokości 1091 m. Skała nazwana albitem (lub trachitem; Ryka, 1994) zawiera kalcyt i dolomit oraz cyrkonu (DemaiFFE i in., 2005), których wiek krystalizacji określono na około 333 ± 18 i 348 ± 15 mln lat (Brassiness, 2006). Należy wspomnieć także o dacie 330 mln lat — nigdy niepublikowanym rezultacie badań bliżej



Ryc. 2. Mikrofotografie w świetle przechodzącym (a, c) i obrazy katodoluminescencyjne SEM-CL (b, d) reprezentatywnych ziaren przeznaczonych do analiz izotopowych: a) i b) cyrkon z gabra z Pizsa; c) i d) bogate w Th cyrkon ze syenitu z Elku

Fig. 2. Transmitted light microphotographs (a, c) and cathodoluminescence images (b, d) of zircon grains selected for SHRIMP analysis. a) and b) zircons from Pizsa gabbro; c) and d) High Th zircons from Elku syenite

nieznanej próbki z Tajna, przeprowadzonych przez Bella metodą Rb-Sr (*vide* Grocholski & Ryka, 1995).

Wyniki analiz U-Pb SHRIMP cyrkonów z Pizsa i Elku

Nowe badania geochronologiczne, tym razem metodą U-Pb na cyrkonach wyseparowanych z gabra z Pizsa (głębokość 1330 m) i z alkalicznego syenitu fojonońskiego z Elku IG 4 (głębokość 1664 m) zostały przeprowadzone w Laboratorium Izotopowym w Canberze. Zastosowany materiał referencyjny to cyrkon ze Sri Lanki SL 13 (radiogeniczny $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0,0928$ i 238 ppm U). Wstępne badania katodoluminescencyjne SEM-CL wykonywano mikroskopem skaningowym Hitachi S-2250N (ANU). Analizy izotopowe U-Pb-Th przeprowadzono mikrosondą jonową SHRIMP II, zgodnie z procedurą opisaną i stosowaną przez Williamsa i Claessona (1987).

Badane gabra i syenit są wyraźnie odmienne geochemicznie. Pochodzące z nich cyrkon różnią się nie tylko zawartością pierwiastków śladowych, ale typem budowy wewnętrznej (ryc. 2). Wykazują ponadto inne cechy morfologiczne, pomimo ogólnie magmowych cech wzrostu (ryc. 2a, b). Ziarna ze skały maficznej z Pizsa ujawniają w obrazie CL magmową strefowość wstęgową oraz koncentryczną. Zwracają uwagę nie w pełni rozwinięte ściany kryształów, sprawiające wrażenie ułamanych fragmentów. Ma to bezpośredni związek z bardzo niską zawartością pierwiastka Zr w tego typu magmie. Cyrkon tworzy się późno, występuje w zbiornikach z wysoko frakcjonowaną magmą, często interstycjalnie do innych minerałów. Niektóre stopy nie osiągają stanu nasycenia Zr, a w trakcie kry-

stalizacji dochodzi jedynie do względnego, lokalnego wzbogacenia w ten pierwiastek. Powstające wówczas cyrkon zwykle mają tylko częściowo rozwinięte ściany kryształów i dlatego w separatach mineralnych wyglądają jak zbiór połamanych fragmentów (Corfu i in., 2004). W cyrkonach z Pizsa nie spotkano śladów metamorfizmu. Ziarna mają budowę typową tylko dla magmowego procesu wzrostu, bez metamorficznych obrotów.

Cyrkon ze skały alkalicznej z masywu Elku są bardzo nieliczne (ryc. 2c, d). Ziarna są wykształcone anhedralnie (bez własnej postaci krystalograficznej) i wykazują słabą luminescencję. Forma i barwa ziaren wskazują na wyjątkowo niszczący wpływ rozpadu promieniotwórczego, który najczęściej jest spowodowany obecnością znacznych ilości uranu ulokowanego w sieci krystalicznej. W omawianym przypadku niszczenie struktury krystalicznej było spowodowane szczególnie wysoką zawartością toru zanotowaną w tych cyrkonach. Gdziekolwiek w obrazie CL widać zachowane resztki koncentrycznej budowy pasowej. Domieszki toru, podobnie jak uranu, pośrednio tłumią luminescencję cyrkonów, szczególnie w ziarnach z koncentracją Th ok. 1000 ppm. Analizowane kryształy cyrkonów mają bardzo wysoką zawartość Th, najczęściej w granicach 1328–3554 ppm. Dla porównania w ziarnach cyrkonów z gabra piskiego stwierdzono zawartości Th jedynie w zakresie 112–401 ppm.

Odpowiednie stosunki radiogeniczne $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ i $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ w analizach 9 ziaren cyrkonu z Pizsa są zbliżone i wskazują, że najbardziej prawdopodobny wiek magmowej krystalizacji cyrkonów to ok. $345,5 \pm 5$ mln temu (ryc. 3).

W 5 ziarnach cyrkonu z Elku zostało wykonanych 7 analiz izotopowych, z których 6 dało podobne stosunki izoto-

powe $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ i $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. Magmowa krystalizacja ziaren nastąpiła ok. $347,7 \pm 7$ mln lat temu.

Dyskusja

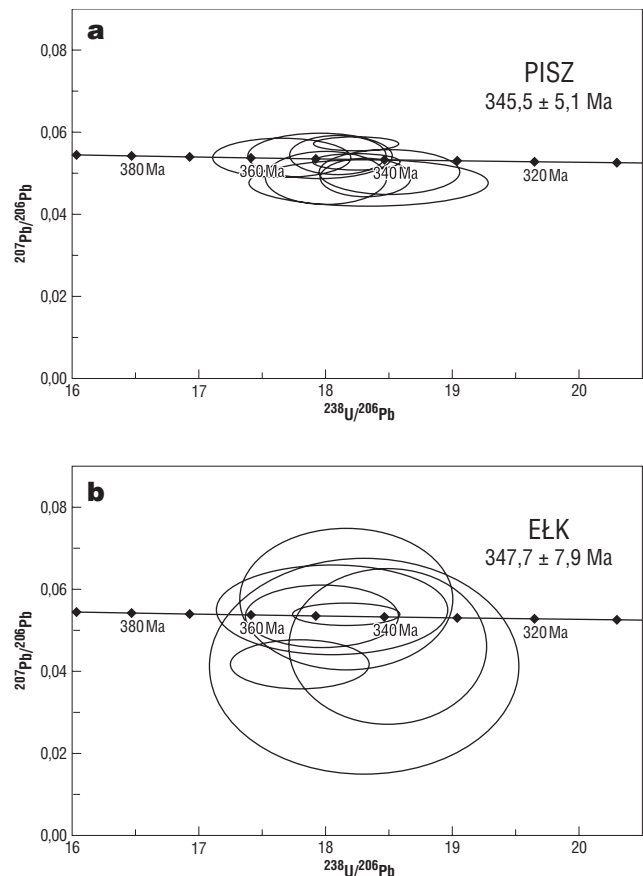
Aktualnie stosowane metody radiometryczne wykorzystują kilka użytecznych układów izotopowych, np. U-Pb, Rb-Sr, K-Ar, posługując się jednocześnie wieloma minerałami — nośnikami istotnych analitycznie izotopów czyli tzw. geochronometrami. Wiąże się z tym jednak różna temperatura zamknięcia odpowiedniego układu izotopowego w konkretnych minerałach. Pojęcie temperatury zamknięcia oznacza najniższą temperaturę, kładącą kres powszechnej dyfuzji atomów w obrębie sieci krystalicznej poszczególnych minerałów i poza nią (Dodson, 1973). Poszczególne minerały wykazują różną strukturę krystaliczną, zatem odmiennie musi przebiegać w nich dyfuzja, nawet tego samego pierwiastka (izotopu). Z drugiej strony poszczególne pierwiastki (izotopy) w różnym stopniu dyfundują poprzez sieć krystaliczną nawet tego samego minerału. W konsekwencji w tej samej metodzie, a innym chronometrze, można obserwować różną temperaturę zamknięcia (tab. 1). Dlatego też wszelka interpretacja czy porównanie rezultatów geochronologicznych wymagają uwzględnienia specyfiki metody i użytego geochronometru, a także kontekstu geologicznego. Szczególnie w przypadku skał z Ełku, gdzie dysponujemy bogatą dokumentacją geochronologiczną, ciekawe jest uszeregowanie rezultatów w porządku coraz to niższych temperatur zamknięcia zastosowanych układów izotopowych. W zestawieniu (tab. 2) w przypadku Ełku, zostały pominięte przytaczane w pracy Ryki (1994) wczesne (*vide* Łaszkiwicz, 1960) rezultaty K-Ar, wskazujące na neoproterozoik (wend) oraz analizy K-Ar wykonane dla całej skały i wiek izochronowy, który także opiera się na analizach całej skały (Blusztajn, 1994). W przypadku masywu Tajna, w tabeli nie umieszczono daty 330 mln lat oznaczonej metodą Rb-Sr, ale nigdy niepublikowanej (*vide* Grocholski & Ryka, 1995).

Zestawienie nowych danych U-Pb SHRIMP dowodzi synchroniczności intruzji ełckiej, piskiej i tajnowskiej, co

Tab. 1. Temperatura zamknięcia różnych układów izotopowych w pospolitych minerałach (temperatura zamknięcia różnych układów izotopowych w tym samym mineralu może być odmienna)

Tab. 1. Closure temperatures for common minerals for different isotopic systems (note that closure temperatures for different systems in the same minerals can vary)

Układ izotopowy — metoda <i>Isotopic system — Method</i>	Minerał — geochronometr <i>Mineral</i>	Temperatura zamknięcia <i>Closure temperature</i> [°C]
U-Pb	tytanit <i>titanite (sphene)</i>	600
Rb-Sr	muskowit <i>muscovite</i>	500
Rb-Sr	biotyt <i>biotite</i>	300
K-Ar	hornblenda <i>hornblende</i>	500
K-Ar	muskowit <i>muscovite</i>	350
K-Ar	biotyt <i>biotite</i>	280
K-Ar	K-skaleń <i>K-feldspar</i>	200
trakowa <i>fission track</i>	tytanit <i>titanite (sphene)</i>	250
trakowa <i>fission track</i>	apatyt <i>apatite</i>	120



Ryc. 3. Konkordia, diagram zgodności stosunków izotopowych: a) cyrkonów z Pisz oraz b) cyrkonów z Ełku. Elipsa błędów każdej analizy oznacza zgodność 1-sigma, podczas gdy wieki przecięcia i średnie wieki są podane z niepewnością 2-sigma

Fig. 3. Concordia plots for SHRIMP: a) zircon analyses of Pisz gabbro and b) zircon analyses of Ełk syenites. Error ellipse of each analysis is 1-sigma confidence, whereas intercept ages and weighted average ages are 2-sigma uncertainties

Tab. 2. Zestawienie radiometrycznych oznaczeń wieku skał masywów: piskiego, ełckiego i tajnowskiego

Tab. 2. Compilation of the age determinations for rocks of Pisz, Ełk, and Tajno massifs

Metoda <i>Method</i>	Wiek [mln lat] <i>Age [Ma]</i>		
	Pisz	Ełk	Tajno
U-Pb cyrkon zircon	345,5 ± 5	347,7 ± 7	333 ± 18 (4) 348 ± 15 (4)
Rb-Sr biotyt biotite	—	317 ± 6 (3)	—
K-Ar biotyt biotite	349 (1)	318 (1)	—
K-Ar K-skaleń K-feldspar	291 (1)	265–323 (1)	289; 327 (1)
Trakowa — tytanit fission track — titanite	—	331 ± 10 (2)	—
Trakowa — apatyt fission track — apatite	—	266 ± 8 (2)	—

Dane na podstawie: (1) Depciuch i in., 1975; (2) Blusztajn, 1994; (3) Przewłocki i in., 1962; (4) Brassinnes, 2006
Data based on: (1) Depciuch et al., 1975; (2) Blusztajn, 1994; (3) Przewłocki et al., 1962; (4) Brassinnes, 2006

wyraźnie potwierdza sygnalizowane wcześniej przez autorów tej pracy przypuszczenia o istnieniu dużej prowincji magmatyzmu alkalicznego w NE Polsce. Poprzednie oznaczenia geochronologiczne, chociaż mało precyzyjne, mieszczą się w szerokich ramach czasowych i jako wstępne dane wystarczająco spełniały rekonesansowe cele. Przyczyniła się do tego między innymi nieskomplikowana historia krystalizacji, bez epizodów metamorficznych lub hydrotermalnych, które mogłyby zaburzyć czuły układ izotopowy K-Ar (280°C) czy Rb-Sr (300°C). Wiele wczesnych prac geochronologicznych było wykonywanych z użyciem systemów K-Ar i Rb-Sr. Wymagane dla tych metod odpowiednie geochrometry — najczęściej miki: biotyt i muskowit oraz hornblenda, jako minerały główne, były obfite w skałach i łatwe do separacji. Wzbogacenie w potas lub rubid było znaczące a procedury ekstrakcji i analizy zawartości pierwiastków w praktyce nie były trudne (Williams, 2003). Jednakże ta pierwsza baza danych geochronologicznych (Łaszkiwicz, 1960; Depciuch i in., 1975) ujawnia czasami pewne niezgodności. Niekiedy wiek jest zawyżony, co wiąże się z nadmiarem (pomierzonego) argonu. Tym należy tłumaczyć pojedyncze wyniki z Ełku wskazujące na neoproterozoik (Łaszkiwicz, 1960; Ryka, 1994), nigdy później niepotwierdzone. Częściej jednak wiek jest niższy niż można byłoby oczekiwać. Biotyt zatrzymuje radiogeniczny argon dopiero poniżej temperatury 280°C. Kiedy ciała magmowe stygną powoli lub gdy dodatkowo ulegają metamorfizmowi, izotopowo zostaje zapisany moment, w którym minerał (konkretny geochrometr) został ostudzony poniżej swojej temperatury zamknięcia. Tylko jeśli ciała magmowe stygną szybko i pozostają niezmetamorfizowane, wiek K-Ar i Rb-Sr może być zgodny i może oznaczać czas niemal identyczny z momentem intruzji.

Wykonanie oznaczeń izotopowych U-Pb geochrometrem o temperaturze zamknięcia zbliżonej do temperatury krystalizacji magmy stawia w innym świetle dotychczasowe rezultaty i ich interpretację. Wyniki analiz K-Ar biotyту czy też skaleni, niezależnie od błędów pomiaru argonu radiogenicznego, należy rozpatrywać już tylko w kategoriach stygnięcia masywu. Przykładowo formacja ełcka, lub ełcka formacja skał żyłowych (*vide* Pokorski, 1997; Jackowicz, 1997), jest uznawana za przejaw alkalicznej aktywności magmowej na platformie w późnym paleozoiku. Obie jednostki — formalna i nieformalna — zostały jednak umieszczone w schemacie litostratygraficznym (Pokorski, 1997; Marcinowski, 2004) i przypisane od górnego karbonu do dolnego permu, jak na to wskazywał szeroki zakres wyników analiz K-Ar (Depciuch i in., 1975). Teraz okazuje się, że było to tylko oznaczenie momentu osiągnięcia przez biotyt temperatury 280°C lub 200°C przez K-skaleń (analizy K-Ar skaleni ze skał alkalicznych: otwory Ełk, Klusy, Prostki, Olsztyn). Dane K-Ar informują co najwyżej o końcowej fazie stygnięcia skał alkalicznych. Wnioskowanie o permskim wieku skał formacji ełckiej okazuje się dość nieprecyzyjne. Osobnym zagadnieniem pozostaje mała dokładność wcześniej stosowanych metod geochronologicznych, szczególnie pomiaru argonu, dlatego też konstruowanie na ich podstawie diagramów i krzywych stygnięcia (temperatura w funkcji wieku) z dokładnością do dziesiątych stopni Celsjusza (np. 13,8°C/mln) wydaje się mało przekonujące (*vide* Blusztajn, 1994). Nowe oznaczenia wieku U-Pb metodą SHRIMP pozwalają także na wyjaśnienie genezy masywu Pisz. Intruzji gabrowej z pewnością nie można uznać za ślad po proterozoicznym, rozczłonkowanym szwie ofiolito-

wym (*vide* Cymerman, 2004). Nie dyskutując nad zasadnością samej koncepcji paleoproterozoicznych terranów bałtyckiego i polsko-lotewskiego, należy krótko stwierdzić, że zaproponowany przebieg granic w tym miejscu okazuje się nietrafiony, z uwagi na magmową, jednorodną budowę i wczesnkarboński wiek krystalizacji cyrkonów z Pisz.

Jest również oczywiste, że przestaje mieć znaczenie dyskutowana przez Rykę (1994) hipoteza „o przed wendyjskim wieku skał intruzji ełckiej, intensywnie zmetasomatyizowanych w dewonie i obficie pociętych dajkami skał alkalicznych w karbonie i czerwonym spągowcu”. Zakres wyników geochronologicznych K-Ar odzwierciedla raczej problemy analityczne z pomiarem argonu radiogenicznego, niż rozciągniętą w czasie na 280 mln lat aktywność magmową np. od 550 mln (K-Ar, syenit z Ełku) do 270 mln lat temu (K-Ar, lamprofir z Prostek) (Depciuch i in., 1975).

Analogie geologiczne

Obliczony w Ełku niski stosunek inicjalny $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70407-0,707$ świadczy o głębokim źródle alkalicznej magmy syenitowej (Blusztajn, 1994). Również wstępne badania izotopowe Sr i Nd w karbonatytach z Tajna, a szczególnie niski stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7037$ i $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5122-0,51234$, (Demaiffe i in., 2005) wskazują na pochodzenie płaszczowe, porównywalne do cech źródła alkalicznej prowincji półwyspu Kola (zestawienie danych izotopowych — Downes i in., 2005), a szczególnie masywu Kowdor. Dzięki analizom U-Pb SHRIMP potwierdzono wczesnkarboński wiek (347–345 mln lat temu — Ełk i Pisz oraz 348–338 mln — Tajno; Brassinnes, 2006) alkalicznych masywów NE Polski. Można je tym samym uznać za niemal równowiekowe z aktywnością magmową półwyspu Kola (Demaiffe i in., 2005). Późnodewońska, alkaliczno-karbonatytowa prowincja na półwyspie Kola, na którą składa się aż 19 alkaliczno-ultramaficznych mniejszych kompleksów — masywów, jest jednym z bardziej znanych przejawów magmatyzmu jednocześnie ultramaficznego, alkalicznego i karbonatytowego. Formowanie się alkaliczno-ultramaficznej prowincji na półwyspie Kola obejmuje niewielki przedział czasu, od ok. 380 do 360 mln lat temu (późny dewon). Większość badań przeprowadzono metodą Rb-Sr na próbkach całej skały, co jest pewnym uśrednieniem ale jednocześnie praktyczną próbą wykorzystania najwyższej temperatury zamknięcia tego układu izotopowego. W opublikowanym ostatnio zestawieniu geochronologicznym (Downes i in., 2005) znajdują się wyniki analiz U-Pb cyrkonów lub baddeleyitu, które potwierdzają, że aktywność magmowa przypadała w krótkim przedziale czasu od 382 ± 3 mln lat (fosforyty i karbonatyty — Kowdor; Boyanova i in., 1997) do 378 ± 7 mln lat temu (skały ultrazasadowe i syenity alkaliczne — Kurga; Arzamastsev i in., 1999). W trakcie przeprowadzonych badań geochronologiczno-petrograficznych nie zaznaczyły się żadne oczywiste zależności czy różnice wieku pomiędzy skałami różnych grup i typów. Wydaje się, że wszystkie magmy prowincji alkaliczno-karbonatytowej z półwyspu Kola (KACP) zrodziły się w wyniku jednego zasadniczego epizodu magmowego, w krótkim czasie i na ograniczonym obszarze, a więc w ścisłym, genetycznym powiązaniu. Widoczna jest duża zgodność wyników zastosowanych metod geochronologicznych: Rb-Sr, K-Ar (na całej skale) i U-Pb, co oznacza gwałtowną i jednoczesną aktywność magmową na dużym obszarze i szybkie stygnięcie intruzji. Do utworzenia takiego spektrum magm, od karbona-

tytów, damkjermitów, melilitów, malanefelinitów, do ultramaficznych lamprofirów, a nawet kimberlitów, doprowadził różny stopień parcjalnego wytopienia perydotytu wzbogaconego w granat. Przypuszcza się, że magmatyzm KACP został spowodowany dopływem gorącego materiału z pióropusza płaszczu (*mantle plume*) pod archaiczno-proterozoiczną i zmetasomatyzowaną litosferę północnej części tarczy bałtyckiej (Downes i in., 2005). Rekonstrukcje paleogeograficzne wskazują, że w dewonie Baltika była usytuowana na półkuli południowej i przesuwała się w kierunku północnym (Torsvik i in., 1996). Podobny mechanizm (*mantle plume*) 30–40 mln lat później, we wczesnym karbonie (turnej-wizen), mógł zainicjować aktywność magmową na kolejnym obszarze przesuwanej się na północ Baltiki, doprowadzając do uruchomienia alkalicznej magmy ze wzbogaconego płaszczu i umiejscowienia trzech alkaliczno-ultramaficznych masywów w południowo-zachodnim skrzydle bloku Fenno-skandii, w dzisiejszej NE Polsce, w rejonie Ełku, Pisz i Tajna.

Wnioski

Przedstawione wyniki analiz U-Pb SHRIMP potwierdzają wczesnkarboński wiek masywów platformowych: ełckiego — $347,7 \pm 7$ mln lat i piskiego $345,5 \pm 5$ mln lat, i są zgodne z wiekiem masywu tajnowskiego ($333\text{--}348 \pm 18$ mln lat).

Rezultaty wcześniejszych badań geochronologicznych metodą K-Ar, w większości biotytu i skałenia, należy interpretować jako wiek stygnięcia intruzji (w zakresie temperatury 200–280°C), nie zaś wiek samej intruzji.

Podobne typy skał ultramaficznych i alkalicznych oraz karbonatytowych, porównywalne cechy źródła magmowego oraz podobny czas aktywności magmowej wskazują na bliskie związki petrogenetyczne wczesnkarbońskich, alkalicznych masywów NE Polski z późnodewońską, alkaliczno-karbonatytową prowincją (KACP) na półwyspie Kola.

Wykonanie serii oznaczeń wieku cyrkonów ze skał z otworów wiertniczych z podłoża krystalicznego NE Polski metodą U-Pb SHRIMP było częścią prac zaplanowanych w ramach grantu KBN nr 5.12.040127.0, przyznanego J. Wiszniewskiej i E. Krzemieńskiej w 2004 r.

Autorzy dziękują anonimowym Recenzentom ze cenne uwagi, które wpłynęły na obecną formę artykułu.

Literatura

ARMBRUSTMACHER T.J. & MODRESKI P.J. 1994 — Petrology and mineralogy of alkaline rocks from the Elk complex. [In:] Ryka W. (ed.) Geology of the Elk syenite massif, NE Poland. Pr. Państw. Inst. Geol., 144: 49–70.

ARZAMASTSEV A.A., BOYANOVA T.B., ARZAMASTSEVA L.V., BELASHOV Y.D. & GOGOL O.V. 1999 — Initial magmatism of Paleozoic tectono-magmatic activation in the northeastern Baltic Shield: age and geochemical features of the Kurga massif, Kola Peninsula. Geochimica 11: 1139–1150.

BLUSZTAJN J. 1994 — The Elk syenite intrusion: Rb-Sr and fission track dating, thermal history and tectonic implications. [In:] Ryka W. (ed.) Geology of the Elk syenite massif, NE Poland. Pr. Państw. Inst. Geol., 144: 73–79.

BOYANOVA T.B., KIMARSKY Y.M. & LEVKOVICH N.V. 1997 — A U-Pb study of baddeleyite from rocks of the Kovdor massif. Doklady Earth Science, 356: 509–511.

BRASSINNES S. 2006 — Relation cumulat-liquide dans les massifs alcalins et carbonatitiques. Le cas des massifs de Vuuriyarvi (Peninsule de Kola, Russia) et de Tajno (N.E. Pologne). These d' Universite Libre de Bruxelles.

CORFU F., HANCHAR J.M., HOSKIN W.O. & KINNY P. 2003 — Atlas of zircon textures [In:] Hanchar, Hoskin (ed.) Zircon, Rev. Mineral. Geochem., 53: 469–495.

CYMERMAN Z. 2004 — Prekambr platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski: tektonika i rozwój skorupy. Pr. Państw. Inst. Geol., 180: 1–130.

DEMAIFFE D., WISZNIEWSKA J. & BRASSINNES S. 2005 — A petrological–geochemical overview of the Tajno carbonate complex (NE Poland): Comparison with the Kola Carbonatite Province (Russia). Pr. Specjalne PTM, 26: 29–35.

DEPCIUCH T., LIS J. & SYLWESTRZAK H. 1975 — Wiek izotopowy K–Ar skał podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. Kwart. Geol., 19: 759–779.

DODSON M.H. 1973 — Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contrib. Min. Petrol., 40: 259–274.

DOWNES H., BALAGANSKAYA E., BEARD A., LIFEROVICH R. & DEMAIFFE D. 2005 — Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review. Lithos, 85: 48–75.

DZIEDZIC A. 1984 — Elk syenite intrusion. Biul. Inst. Geol., 347: 39–47.

FISCHER G. 1939 — Berlicht zur Johannsburg I. Mineralfuehrung und Kristallisationsfolge des Gabbros. CAG. PIG, Warszawa.

GÖRLICH E., BADAŁ J. & MORAWSKI T. 1960 — Badania petrochemiczne skał podłoża krystalicznego nawierconego w Wejsunach koło Pisz. Kwart. Geol., t. 4, 4: 845–865.

GROCHOLSKI A. & RYKA W. 1995 — Carboniferous magmatism of Poland. [In:] Zdanowski A. & Ryka W. (ed.) The Carboniferous system in Poland. Pr. Państw. Inst. Geol., 148: 181–189.

JACKOWICZ E. 1997 — Skały wulkaniczne. [W:] Marek S. & Pajchłowa M. (red.) Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Pr. Państw. Inst. Geol., 153: 42–43.

KRYSTKIEWICZ E. & KRZEMIŃSKI L. 1992 — Petrology of the alkaline-ultrabasic Tajno massif. Pr. Państw. Inst. Geol., 139: 19–36.

KRZEMIŃSKA E., WISZNIEWSKA J. & WILLIAMS I.S. 2006 — Rewizja wieku najstarszych skał w podłożu krystalicznym północno-wschodniej Polski. Prz. Geol., 54: 967–973.

KUBICKI S. & RYKA W. (red. nauk.) 1982 — Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Wyd. Geol. Warszawa.

ŁASZKIEWICZ A. 1960 — Skały i minerały krystalicznego podłoża Niżu Polskiego. Kwart. Geol., t. 4, 4: 819–824.

MARCINOWSKI R. 2004 — Jednostki formalne prekambriu i paleozoiku [W:] Mardal T. (red.) Słownik jednostek litostratygraficznych, wersja podstawowa. <http://slp.pgi.gov.pl>

POKORSKI J. 1997 — Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne. [W:] Marek S. & Pajchłowa M. (red.) Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Pr. Państw. Inst. Geol., 153: 36–37.

PRZEWŁOCKI K., MAGDA W., THOMAS H.H. & FAUL H. 1962 — Age of some granitic rocks in Poland. Geochim. Cosmochim. Acta, 26: 1069–1075.

RYKA W. 1964 — O budowie i stratygrafii krystaliniku północno-wschodniej Polski. Kwart. Geol., 8: 42–57.

RYKA W. 1984 — Precambrian evolution of the East-European Platform in Poland. Biul. Inst. Geol., 347: 17–28.

RYKA W. 1994 — Geology of the Elk syenite massif, NE Poland. Pr. Państw. Inst. Geol., 144: 85–120.

TORSVIK T.H., SMETHUST M.A., MEERT U.G., VAN DER VOO R., MCKERROW W.S., BRASIER M.D., STURT B.A. & WALDERHAUG H.J. 1996 — Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic: A tale of Baltica and Laurentia. Earth Sci. Rev., 40: 229–258.

WILLIAMS I.S. 2003 — Measuring the ages of granites: the challenge to get it right. The Ishihara Symposium: Granites and associated metallogenesis. Geoscience Australia: 141–143. http://www.ga.gov.au/about/corporate/ga_authors/Ishihara/

WILLIAMS I.S. & CLAESON S. 1987 — Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. Contr. Mineral. Petrol., 97: 205–217.

WISZNIEWSKA J., KRZEMIŃSKA E., SKRIDLAITE, MOTUZA G., WILLIAMS I. & WHITEHOUSE M. 2005 — Metasedimentary and metavolcanic rocks from Poland and Lithuania: implications for Precambrian crustal evolution. Pr. Specjalne PTM, 26: 104–108.

WISZNIEWSKA J., KRZEMIŃSKA E. & DÖRR W. 2006 — Evidence of arc-related Svecofennian magmatic activity in the southwestern margin of the East European Craton in Poland. Gondwana Research. Special issue (in press).

WYBRANIEC S. & CORDELL L. 1994 — Geophysical mapping of the Elk syenite massif. [In:] Ryka W. (ed.) Geology of the Elk syenite massif, NE Poland. Pr. Państw. Inst. Geol., 144: 11–19.

Praca wpłynęła do redakcji 18.09.2006 r.
Akceptowano do druku 2.11.2006 r.