

ARCHAİK I PROTEROZOİK (BEZ EDIAKARU)

EWA KRZEMIŃSKA

Wstęp

„Polskie zasady stratygrafii”, autoryzowane przez Komitet Nauk Geologicznych PAN (Racki, Narkiewicz, 2006), jako główny cel stratygrafii wskazują na: *porządkowanie serii skalnych na podstawie ich pierwotnego rozprzestrzenienia, prowadzące do periodyzacji dziejów Ziemi, czy też skalnych obiektów pozaziemskich*, dlatego porządkowanie skał i wydarzeń rozpoczynamy od utworów najstarszych i związanych z nimi najwcześniejszych wydarzeń geologicznych. Jednak oprócz wskazania właściwej pozycji i wieku skał naszego regionu, konieczne będzie odwołanie się do szerszego zarysu dziejów Ziemi tak, żeby serie skalne rozpoznane na terytorium Polski zostały powiązane z odpowiadającymi im etapami ewolucji geologicznej naszej planety.

Prekambr to pierwszy, najdłuższy etap w dziejach Ziemi – dotyczy skał, powstałych przed początkiem okresu kambru, który rozpoczyna się od fanerozoiku. Z perspektywy całej historii Ziemi etap ten obejmuje 88% czasu ewolucji planety (fig. 1).

Wyznaczenie granic czasowych dla okresu poprzedzającego kambryjską eksplozję bioróżnorodności, czyli dla prekambru, okazuje się niezwykle trudnym zadaniem. W tym wypadku periodyzacja jest obciążona większym stopniem niepewności, niż ustalenie podziałów dla pozostałych, młodszych niż 538,8 mln lat okresów. Wynika to głównie z niepełnego rejestru najstarszych skał, z których znaczna część została silnie zdeformowana, przeobrażona czy przetworzona podczas wielu procesów geologicznych. Dodatkowo brakuje wsparcia w postaci zapisu paleontologicznego, ponieważ skamieniałości – kluczowe dla stratygrafii – pojawiają się dopiero w ostatnich 12% historii Ziemi.

W przypadku młodszych okresów skala i podział czasu geologicznego to efekt uzupełniania się i nakładania coraz nowszych informacji z zakresu lito-, bio-, chrono-, cyklo- i magnetostratygrafii z wynikami datowań radioizotopowych, przy uwzględnieniu wartości odchylenia standardowego (Agterberg i in., 2020). Usystematyzowanie zapisu najwcześniejszych etapów dziejów Ziemi wymaga innego podejścia. Na pierwszy plan wysuwa się tu geochronologia izotopowa i jej narzędzia. Dzięki technologicznej rewolucji w precyzyjnym datowaniu skał metodą uranowo-ołowiową (U-Pb) oraz pomocniczo torowo-ołowiową (Th-Pb), a także wykorzystaniu wielu wskaźników (*proxies*) izotopowych i geochemicznych rejestrujących zmiany zachodzące w litosferze, atmosferze i biosferze oraz dzięki odkryciom nowych skamieniałości, w ciągu ostatnich 20–30 lat wiedza na temat prekambru uległa znacznemu poszerzeniu. Nadal jednak jego najstarsze części są, jak dawniej, dzielone na ery i okresy (Plumb, James, 1986; Plumb, 1991) z arbitralnie wyznaczonym czasem na podstawie kryterium wieku bezwzględnego i Globalnego Standardowego Wieku Stratygraficznego (ang. *Global Standard Stratigraphic Age – GSSA*). Obecnie główne wydzielenia w prekambrze obejmują nieformalny eon hadeik oraz formalne eony archaik i proterozoik (tab. 1), które zgodnie z koncepcją GSSA definiuje się jako jednostki czasu, a nie pakiety stratygraficzne (ang. *stratigraphic packages* – Shields i in., 2022: str. 2/22).

Oczywiste jest, że procesów geologicznych nie można „zaszufladkować” na podstawie odinków czasu o równej długości. Obecne podejście z wykorzystaniem GSSA jest niedoskonałe. Uważa się nawet, że niezbędna jest zmiana na bardziej „naturalne” ramy czasowe (Van Kranendonk i in., 2012; Strachan i in., 2020), w celu lepszego powiązania z rzeczywistym zapisem skalnym. Utrudnia to jednak diachroniczna natura wydarzeń tektonicznych w prekambrze, na których oparty jest aktualny schemat oraz brak wspólnych zdarzeń sedymentacyjnych, geochemicznych i biologicznych lub innych kryteriów, które można wykorzystać do skorelowania granic wydzieleni.

Z drugiej strony kryterium GSSA i stosowania wieku bezwzględnego pozostaje stale jeszcze skuteczną osnową czasową do rejestrowania momentów zjawisk i wydarzeń, która umożliwia dowiązanie badanych utworów geologicznych do uniwersalnych podziałów chronostratygraficznych zaakceptowanych przez środowisko światowe.

Stale ulepszenia metodyki w analizie izotopowej i restrykcyjne wymagania co do akceptacji wyników geochronologicznych (Schmitz, 2012), powodują, że publikowane daty radiometryczne charakteryzują się coraz wyższą dokładnością i mniejszym błędem, co w konsekwencji prowadzi do poprawy korelacji kluczowych horyzontów (Gradstein, Ogg, 2012). Przykładem jest tu nowa granica ediakar/kambry wyznaczona na 538,8±0,6 mln lat i ratyfikowana w 2022 r. na podstawie danych opublikowanych w 2019 r. (Linnemann i in., 2019).

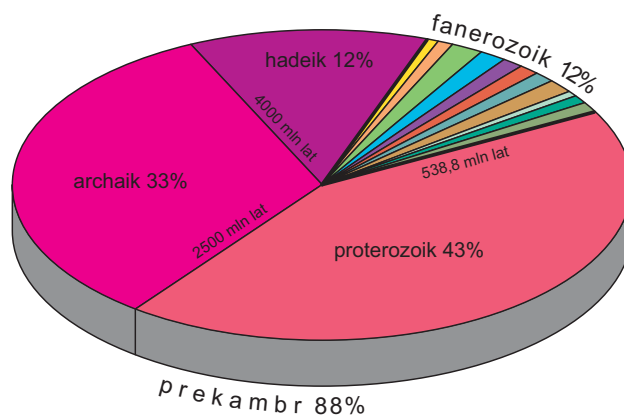
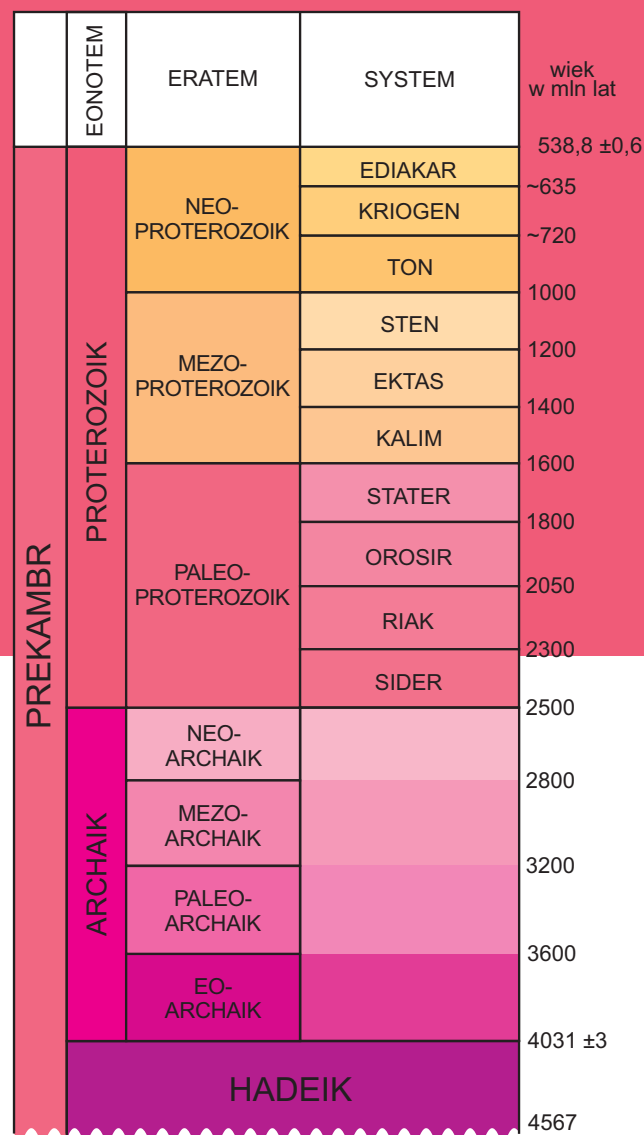


FIG. 1. Wizualizacja całkowitego czasu geologicznego, w tym względne proporcje prekambru do fanerozoiku

TAB. 1. Podział prekambru na eony: **A** – proterozoik; **B** – archaik i hadeik oraz na ery i okresy; dolne granice okresów w geologicznej skali czasu ratyfikowane przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną na podstawie kryterium wieku bezwzględne. Dla prekambru w większości brak punktów odniesienia na przekrojach stratygraficznych skali Globalnego Standardowego Wieku Stratygraficznego (GSSA)

Eon	Era	Okres	Wiek [mln lat]	Lokalizacja GSSP	Wskaźniki	Koordynaty	Cytowanie
PROTEROZOIK	Neoproterozoik	ediakar	od ~635 do ~539	profil Engrana Creek, południowa Australia	geologiczne: czapy węglanowe izotopowe: początek zmian $\delta^{13}C$	31,3314°S 138,6334°E	Knoll i in. (2006)
		kriogen	od ~720 do ~635	definicja chronometryczna GSSP w przygotowaniu	geologiczne: poniżej pierwszych oznak zlodowacenia	–	Shields-Zhou i in. (2016)
		ton	od 1000 do ~720	definicja chronometryczna	–	–	Plumb (1991)
	Mezoproterozoik	sten	od 1200 do 1000	definicja chronometryczna	–	–	
		ektas	od 1400 do 1200	definicja chronometryczna	–	–	
		kalim	od 1600 do 1400	definicja chronometryczna	–	–	
		slater	od 1800 do 1600	definicja chronometryczna	–	–	
	Paleoproterozoik	orosir	od 2050 do 1800	definicja chronometryczna	–	–	
		riak	od 2300 do 2050	definicja chronometryczna	–	–	
		sider	od 2500 do 2300	definicja chronometryczna	–	–	

Eon	Era	Wiek [mln lat]	Lokalizacja GSSP	Wskaźniki/definicja	Koordynaty	Cytowanie
ARCHAİK	Neoarchaik	od 2800 do 2500	definicja chronometryczna	–	–	–
	Mezoarchaik	od 3200 do 2800	definicja chronometryczna	–	–	–
	Paleoarchaik	od 3600 do 3200	definicja chronometryczna	–	–	–
	Eoarchaik	od 4031 do 3600	definicja chronometryczna	–	–	–
HADEIK		od ~4567 do 4031	definicja chronometryczna	–	–	–

Układ formalnych jednostek chronostratygraficznych i ich odpowiedników geochronologicznych w standardowej skali chronostratygraficznej obejmuje hierarchię kolejno od największych do najmniejszych: eonotem (eon), eratem (era), system (okres), oddział (epoka), piętro (wiek).

W prekambrze nie ma precyzyjnie wyznaczonych globalnych wzorców/ granic jednostek geologicznych (ang. *Global Boundary Stratotype Section and Point* – GSSP) – czyli stratotypów granic geologicznych w wyznaczonym punkcie wybranego profilu geologicznego (tab. 1). Wyjątkiem jest najmłodszy okres – ediakar, który jako jedyny na obu granicach ma „złoty gwóźdź” (ang. *golden spike*) wyznaczony i zatwierdzony na podstawie:

- wskaźników faunistycznych globalnych zmian zachodzących w świecie organizmów;
- wskaźników geochemicznych, izotopowych (dotyczących cech skał);
- oraz datowania radiometrycznego.

Wydzielenie neoproterozoiku było w dużej mierze spowodowane występowaniem rozległych późnprekambryjskich warstw lodowcowych. Harland (1964) jako pierwszy zaproponował termin „infrakamb” lub „varangian” dla systemu późnego prekambru (neoproterozoiku) obejmującego te warstwy lodowcowe. Rozpoznał on dwa odrębne epizody zlodowacenia i zaproponował, aby początek tego nowego okresu odpowiadał podstawie dolnego z dwóch horyzontów lodowcowych w NE Norwegii (tj. na półwyspie Varanger), gdzie po raz pierwszy rozpoznano prekambryjskie osady lodowcowe. Użyteczność warstw lodowcowych jako wskaźników chronostratygraficznych jest ogromna, z uwagi na globalną skalę tego zjawiska. Dunn i in., (1971) wprowadzili terminy sturt (*Sturtian*) i marino (*Marinoan*) początkowo dla proterozoicznych warstw Sturt Gorge i Marino Rocks z geosynkliny Adelaide w Południowej Australii. Obie te nazwy uległy następnie rozszerzeniu na inne kontynenty.

określone arbitralnie, obejmując przedział od 4,031 do 2,5 mld lat temu.

Trzeci z eonów w modelu Clouda (1972) – proterofityk – był związany z okresem tworzenia się większych mas kontynentów i zróżnicowanych skał osadowych i magmowych. Charakteryzował się on powszechnie zachodzącym procesem utleniania ogromnych ilości żelaza przez fotoautotroficzne mikroorganizmy prokariotyczne. Zakończenie tego eonu, ~1,9 mld lat temu, zbiegło się z pojawieniem się zaawansowanych organizmów uwalniających stopniowo coraz większą ilość tlenu do atmosfery.

Czwarty eon, proterozoik (*sensu* Cloud, 1972), charakteryzował się już atmosferą tlenową. Obecność tlenu doprowadziła do zmiany charakteru sedymentacji. W efekcie pojawiły się utlenione czerwone osady oraz obfitość organizmów jednokomórkowych. Pod koniec tego eonu, ~0,68 mld lat temu, w atmosferze Ziemi była już obecna warstwa ozonowa.

W ramach prac Subkomisji Stratygrafii Prekambru przyjęto kilka propozycji Clouda (1972; zob. James, 1978). Część z nich jest uwzględniana do dziś, jak chociażby podział na jednostki o równym czasie trwania czy ogólny podział oparty na koncepcjach ewolucji Ziemi.

1.2. WCZESNY PREKAMBR W ŚWIETLE WYNIKÓW BADAŃ IZOTOPOWYCH

1.2.1. Dolna granica prekambru a wiek materiału kosmicznego

Dolna granica prekambru zbiega się z etapem tworzenia Układu Słonecznego (tab. 2). Zgodnie z definicją Międzynarodowej Komisji Stratygrafii (ICS) najstarszą, nieformalną jednostką stratygraficzną w randze eonu stanowi hadeik (Gradstein i in., 2012, 2020).

Istnieje wiele przesłanek dotyczących momentu powstania pierwszych skał i zestalonej skorupy. Głównym, bezpośrednim źródłem informacji pozostają meteoryty. Jako konglomerat kosmicznego pyłu, stanowią one zapis wydarzeń, które miały miejsce w okresie wczesnej akrecji i migracji planetarnej. Zrealizowane na przełomie XX/XXI w. badania izotopowe meteorytów, głównie metodą ołowiu ($^{207}Pb^{*}/^{206}Pb^{*}$), doprowadziły do swoistej eksplozji wyników odnoszących się bezpośrednio do wczesnych etapów rozwoju i znacząco usystematyzowały wiedzę na temat chronologii początku historii Ziemi. Bogactwo nowych danych pozwala na zarysowanie skali czasowej wydarzeń z najwcześniejszego prekambru.

Patterson (1956) jako pierwszy oszacował wiek tworzenia się Układu Słonecznego na podstawie stosunków radiogenicznych izotopów ołowiu ($^{207}Pb^{*}/^{206}Pb^{*}$) z meteorytów żelaznych. Badanie obiektu nazwanego od miejsca spadku *Canyon Diablo* (IA) pozwoliło obliczyć jego wiek izochronowy na ~4,55 ± 0,07 mld lat.

Najstarsze skały obecne na Ziemi nie miały możliwości zapisu okresu stadium akrecji planetarnej. Sukcesywne zestalenie się krystalizujących minerałów w skałę nastąpiło tu znacznie później, gdy nasza planeta się ochłodziła. Wcześniej jednak, ~4,55–4,54 mld lat temu, katastrofalne zderzenie młodej Ziemi i „embrionu”

planetarnego *Theia*, który – jak się szacuje – był obiektem wielkości Marsa, przyczyniło się do powstania Księżyca (np. Stewart, 2000).

W zgromadzonej do 2007 r. dokumentacji analitycznej figurowało ponad 70 meteorytów różnych typów, które zostały wykorzystane do datowania radiometrycznego (Bouvier i in., 2007). Ich liczba systematycznie rośnie. Wybrane przykłady prezentuje tabela 2.

Wyniki analiz izotopowych ($^{207}Pb^{*}/^{206}Pb^{*}$), wykonanych najbardziej precyzyjną techniką spektrometrii masowej – TIMS, są dość zbliżone w granicach błędów, wskazując na wiek krystalizacji np. dla chondrytów węglistych takich jak *Efremovka* (CV2): 4567,2 ± 0,6 mln lat (Amelin i in., 2002) i 4567,35 ± 0,28 mln lat (Connelly i in., 2012), *Allende* (CV3): 4566,8 ± 1,6 mln lat (Amelin i in., 2002), oraz dla chondrytów zwyczajnych *Forest City* (H5): 4571,8 ± 0,5 mln lat i *Elenovka* (L5): 4542,2 ± 0,2 mln lat (Bouvier i in., 2007).

Na podstawie kompilacji wyników nowych analiz Pb-Pb szeregu obiektów materii kosmicznej została wykonana kalkulacja wieku izochronowego. Rezultat, 4568,5 ± 0,5 mld lat (MSWD = 0,90), jest najlepszym oszacowaniem wieku Układu Słonecznego (Bouvier i in., 2007; Bouvier, Wadhwa, 2010). Właśnie ta data znajduje odzwierciedlenie w nowej skali czasu geologicznego (Gradstein i in., 2020; Cohen i in., 2025).

Współczesna chronologia dotycząca powstania Układu Słonecznego bazuje na badaniach trzech grup materiałów: stosunkowo niewielkiej liczby (1) wyjątkowo starych i dobrze zachowanych meteorytów magmowych, jak angrity, meteoryty eukrytopodobne, achondryty bazaltowe, (2) chondry z chondrytów zwykłych i węglowych oraz (3) bogatych w Ca i Al inkluzji (CAI) i ameboidalnych agregatów oliwinowych (AOA) z chondrytów (Amelin, Ireland, 2013). Wiek chondr może odzwierciedlać czas faktycznego tworzenia się badanej skały magmowej lub bardzo wczesny etap metamorfizmu termicznego, oraz zderzeń związanych z wpływem ciepła. Wszystkie procesy zachodzące w przestrzeni kosmicznej stanowią źródło danych o etapach ewolucji materii w Układzie Słonecznym.

TAB. 2. Hadeik – dokumentacja izotopowa wczesnego etapu formowania się Układu Słonecznego, w tym Ziemi i Księżyca, na podstawie zachowanych reliktów stałej skorupy

Próbka [metoda badań wieku]	Lokalizacja	Wiek [mld lat]	Źródło danych
	materia kosmiczna	hadeik	
Forest City (H5); [Pb-Pb]	meteoryt (spadek)	4,571,8 ± 0,005	Bouvier i in. (2007)
Efremovka (CV2) [Pb-Pb]	meteoryt (spadek)	4567,35 ± 0,28	Connelly i in. (2012)
Vaca Merta, Chile achondryt, 4 Vestra [Pb-Pb]	meteoryt (spadek)	4,56 ± 0,02	Ireland, Wlotzka (1992)
Achondryt, 4 Vestra [Pb-Pb]	meteoryt (spadek)	4,54 ± 0,01	Zhou i in. (2013)
Achondryt, 4 Vestra [Pb-Pb]	meteoryt (spadek)	4,555 ± 0,002	Iizuka i in. (2015)
Estherville, mezozodyryt [Pb-Pb]	meteoryt (spadek)	4,52 ± 0,03	Haba i in. (2017)
Baszkówka (L5) [Ar-Ar]	meteoryt (spadek)	4,505 ± 0,21	Friedrich i in. (2014)
Brekcja księżycowa [Pb-Pb]	Księżyc, próbki misja Apollo 17	4,36 ± 0,02	Compston i in. (1984)
Brekcja księżycowa [Pb-Pb]	Księżyc, próbki misja Apollo 14	4,33 ± 0,01 3,95 ± 0,01	Hopkins, Mojzis (2015)
Brekcja księżycowa [Pb-Pb]	Księżyc, próbki misja Apollo 17	4,417 ± 0,006	Nemchin i in. (2009)
NWA 7034 Afryka NW [Pb-Pb]	Mars, regolit	4,428 ± 0,025	Humayun i in. (2013)
NWA 7034 Afryka NW [Pb-Pb]	Mars, regolit	4,476 ± 0,001 4,430 ± 0,001	Bouvier i in. (2018)
	skorupa ziemna		
Jack Hill [Pb-Pb]	kraton Yilgarn, zachodnia Australia	4,276 ± 0,006	Compston, Pidgeon (1986)
Iwokrama [Pb-Pb]	Tarcza Guyana	4,22 ± 0,02	Nadeau i in. (2013)
Ibitira-Ubirac [Pb-Pb]	kraton Sao Francisco, Brazylia	4,22 ± 0,01	Paquette i in. (2015)
Acasta [Pb-Pb]	kraton Slave, NE Kanada	4,0–3,6	Bowling, Williams (1999)
Anshan Benxi [Pb-Pb]	Chiny	4,17 ± 0,05	Cui i in. (2013)
Zhejiang [Pb-Pb]	blok Cathaysia, południowe Chiny	4,12 ± 0,01	Xing i in. (2014)
Mendon [Pb-Pb]	Barberton, Afryka	4,10 ± 0,10	Byerly i in. (2018)
Buring County [Pb-Pb]	Tybet	4,10	Duo i in. (2007)
Alkilla [Pb-Pb]	Grenlandia	4,08 ± 0,02 3,83 ± 0,01	Mojzis, Harrison (2002)
Caotangou [Pb-Pb]	Qinling, środkowe Chiny	4,08 ± 0,01	Wang i in. (2007)
Aermantai [Pb-Pb]	basen Junggar, NW Chiny	4,04 ± 0,01	Huang i in. (2013)
Kraton Singhbun [Pb-Pb]	Indie	4,02 ± 0,01	Miller i in. (2018)
	eoarchaik		

Historyczne versus aktualne podziały prekambru

1.1. MODEL EWOLUCJI ZIEMI WE WCZESNYM PREKAMBRZE

Cloud (1972) opracował jeden z pierwszych modeli podziałów skali czasowej dla historii wczesnej Ziemi, oparty na czterech długich eonach, jeszcze przed fanerozoikiem. Jako najstarszy eon wyróżnił hadeik (ang. *Hadean*), okres niejasnego zapisu geologicznego, od powstania Ziemi do wieku najstarszych „pewnie datowanych skał” (Cloud, 1972). Nazwa zaczerpnięta z greckiego słowa *Hades* oznacza nie tylko boga umarłych, lecz także jego zamgloną siedzibę. W geologii jest to najsłabiej udokumentowany etap, ponieważ brak jest bezpośredniej geologicznej reprezentacji w postaci utworów skalnych dla wczesnego stadium ewolucji Ziemi. Hadeik jest liczony od powstania wczesnej Ziemi, ~4,567 mld lat temu (Cohen i in., 2025), do 4,031 mld lat temu.

Drugim ważnym etapem ewolucji wczesnej Ziemi, w ujęciu Clouda (1972), był archaik. Sama nazwa pochodzi od starożytnego greckiego słowa *Arche*, oznaczającego początek lub źródło akcji. Pierwotny zasięg archaiku, wyznaczony między 3,6 a 2,6 mld lat temu, został później zmieniony. Aktualnie początek i koniec archaiku są

1
Historyczne
versus aktualne
podziały skał
czasu dla
prekambru

Najstarsze odnotowane wieki, mieszczące się w wąskim zakresie od ~4570 do ~4550 mln lat, uzyskano z analizy izotopowej Pb-Pb. Uważa się, że reprezentują one daty krystalizacji lub akrecji we wczesnych etapach. Oprócz ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb ostatnio w przeglądach wczesnej chronologii Układu Słonecznego pojawiają się także układy izotopowe ²⁶Al-²⁶Mg, ⁵³Mn-⁵³Cr i ¹⁸²Hf-¹⁸²W (Nyquist i in., 2009; Dauphas, Chaussidon, 2011). Wykorzystywane są także układy ⁸⁷Rb-⁸⁶Sr czy K-Ar, przy czym odzwierciedlają one zdarzenia termiczne w niższym okresie temperatur. Stosowane łącznie lepiej ilustrują dynamikę ewolucji materii kosmicznej.

Przykładem może tu być superbolid, który przedarł się przez atmosferę ziemską w dniu 15.02.2013 r. w okolicach Czelabińska. Analizy izotopowe Pb-Pb fragmentów chondrytu zwyczajnego Czelabiński (LL5) wskazują na wiek krystalizacji frakcji maficznej stopu ~4538,3 ± 2 mln lat temu (Bouvier, 2013). Niskotemperaturowy geochronometr, jakim jest apatyt, rejestrował dwie daty Pb-Pb, które odpowiadają epizodowi gwałtownego zderzenia (z wytworzeniem ciepła), tj. ~4473 ± 11 mln lat temu oraz -9 ± 55 mln lat temu. Ten ostatni wynik (w granicach błędów) został zinterpretowany jako zapis momentu spadku meteorytu (Walton i in., 2022). Metoda Sm-Nd ujawniła dla chondrytu Czelabiński datę 3733 ± 110 mln lat (Bogomolov i in., 2013). Wyniki ok. 3,7 mld lat dość powszechnie są rejestrowane w różnych obiektach okołoziemskich.

W przypadku chondrytu zwyczajnego Baszkówka (L5), który spadł 25.08.1994 r. na terenie Polski (fig. 2), istnieje także złożony zapis procesów ewolucji chondr. Analizy izotopowe metodą Ar-Ar dostarczyły informacji o wieku 4505 ± 21 mln lat (Friedrich i in., 2014). Został on zinterpretowany jako moment przetopienia (metamorfizmu) chondr (fig. 3) i zamknięcia układu ⁴⁰Ar-³⁹Ar w macierzystej asteroidzie. Badania techniką K-Ar wskazały na wiek ~3,81 ± 0,52 mld lat (Mackiewicz, Hałas, 2003).

Daty z zakresu 3,8-3,7 mld lat należą do najczęściej powtarzających się wyników w wielu badanych obiektach, w tym w chondrycie Putusk (H5) - 3,72 ± 0,52 mld (Mackiewicz, Hałas, 2003). Okres między 3,95-3,75 mld lat temu w ewolucji wewnętrznego Układu Słonecznego jest znany jako era wielkiego bombardowania (ang. Late Heavy Bombardment). Wyjątkowo czytelnie zapisał się na Księżycu, pozostawiając ślad na młodej powierzchni naturalnego satelity Ziemi w postaci ciemnych równin pokrytych zastygłym bazaltem z kraterami po „ostrzałe” potężnych asteroidów. Badania izotopowe wskazały pięć kumulacji bombardowania (Norman,

2009), które doprowadziły do powstania rozległych mórz księżycowych: morza Serenitatis: 3,89 mld lat temu, Imbrium: 3,85 mld lat temu, Orientale: 3,75 mld lat temu.

Wiek impaktów oraz kataklizmu księżycowego, który miał miejsce tuż po uformowaniu się planet, zbiega się z czasem modyfikacji orbit planet olbrzymów i reorganizacji struktury Układu Słonecznego. Dość zbliżony wiek ma ponadto najstarsza zachowana skorupa kontynentalna na Ziemi, chociaż jest to prawdopodobnie podobieństwo przypadkowe. Jednak ten „intrygujący zbieg okoliczności” powoduje, że nadal jest dyskutowany potencjalny związek między ewolucją tektoniczną i klimatyczną na Ziemi na granicy hadeik/archaik a erą wielkiego bombardowania (Abramov, Mojszis, 2009; Bell, Harrison, 2013; Harrison i in., 2017; Norman i in., 2019).

1.2.2. Granica hadeik/archaik a dane o wieku skorupy ziemskiej

Geologiczna historia Ziemi rozpoczęła się dopiero po uformowaniu się litej skorupy skalnej. Przypada to na schyłek nieformalnego eonu hadeik, kiedy pozostałości najwcześniejszych skał można śledzić dzięki badaniom geologicznym. Pojawienie się pełniejszego zapisu skalnego z dużym przybliżeniem traktuje się jako początek eonu archaik.

Oprócz docierających do powierzchni Ziemi meteorytów, o których wspomniano w poprzednim podrozdziale (tab. 2), najstarszymi śladami wczesnej litosfery nie są w pełni zachowane skały, lecz ich najodporniejsze składniki, jak krzemian cyrkonu ZrSiO₄. Każdy kryształ cyrkonu zawiera śladowe ilości uranu i jeszcze mniejsze toru. Trzy składniki: U i Th oraz wyprodukowany z ich rozpadu Pb* umożliwiają izotopowe datowanie skał macierzystych dla cyrkonów.

W przypadku najstarszych skał o złożonej ewolucji, także obejmującej metamorfizm wysokotemperaturowy (temperatura zamknięcia układu izotopowego w cyrkonie to ok. 800°C), cyrkon pozostaje jak dotąd najskuteczniejszym geochronometrem izotopowym.

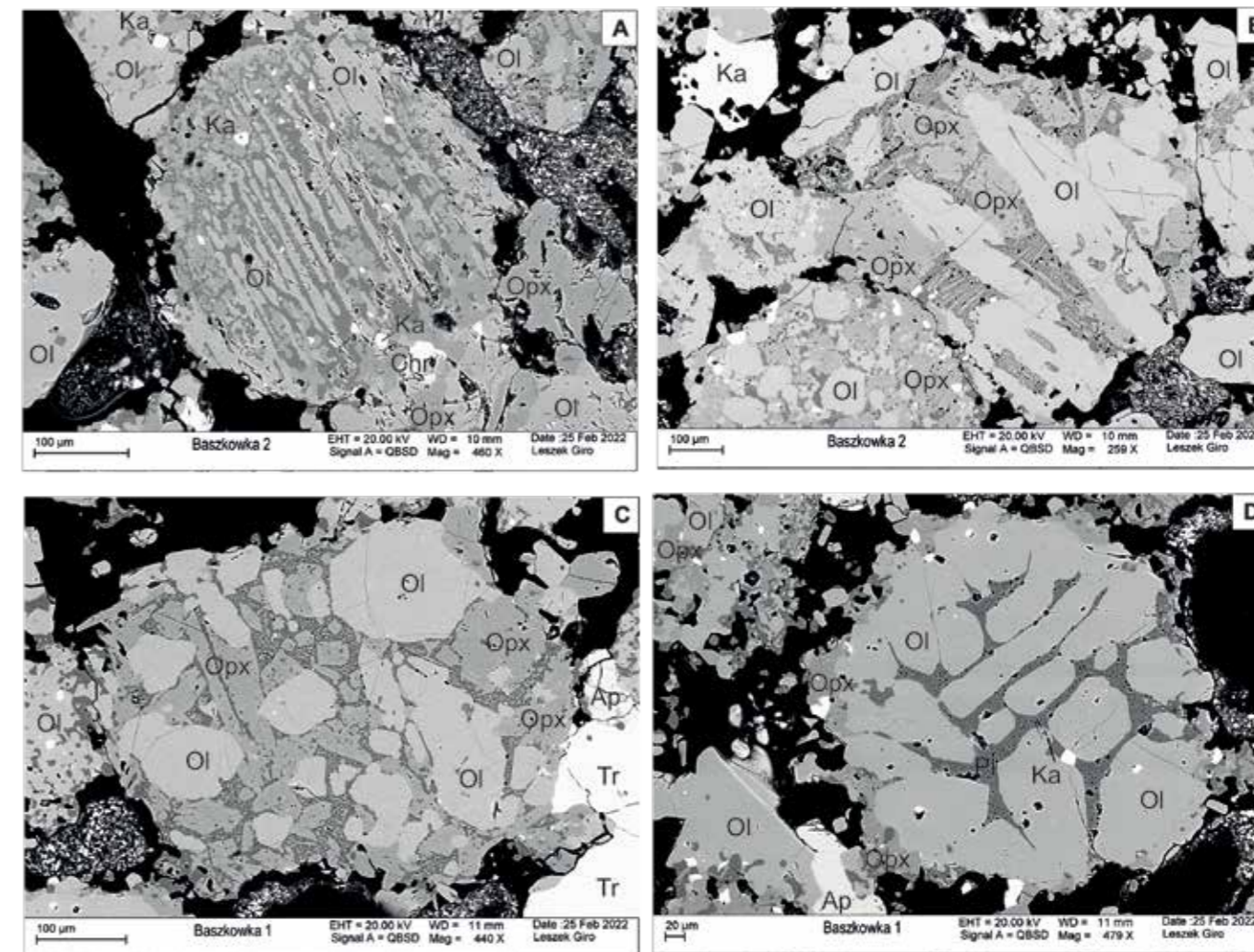
Ziarna cyrkonu, których wiek krystalizacji przekracza 4 mld lat, udokumentowano izotopowo łącznie w kilkunastu lokalizacjach na Ziemi w: Australii, Azji, Afryce, Ameryce Północnej i Południowej (Harrison, 2020). Kryształy cyrkonu były notowane także w próbkach skał księżycowych pobranych przez kolejne misje Apollo oraz w meteorytach kamiennych i marsjańskich (tab. 2). Cyrkony pozaziemskie (księżycowe) w swoim składzie chemicznym charakteryzują się brakiem dodatniej anomalii cerowej, obserwowanej w praktycznie wszystkich cyrkonach ziemskich, znacznie wyższą temperaturą krystalizacji (ok. 1000°C) i unikalnym zestawem wrostków (Harrison, 2020).

Na Ziemi najstarsze cyrkony to fragmenty kryształów, często ksenokryształy obrońnięte kolejnymi strefami przyrostowymi, zamknięte w młodszych skałach. Stanowią zatem materiał detrytyczny. Pochodzą one z denudacji utworów skalnych, w których krystalizowały, stanowiąc pamięć dawnej „skorupy” we względnie młodszych skałach (eo-paleoarchaik). Są dowodem na istnienie bardzo wczesnej skorupy na Ziemi (>4 mld lat temu) i świadczą o zaawansowaniu procesów geologicznych, takich jak erozja, transport i akumulacja.

Najstarszym zarejestrowanym śladem hadeickiego etapu historii Ziemi pozostają fragmenty cyrkonów z gruboklastycznej (zmetamorfizowanej) skały osadowej z konglomeratu (fig. 4A) z Jack Hill, na kratonie Yilgarn (terran Narryer), w zachodniej Australii, gdzie notowano kryształy o wieku 4276 ± 6 mln lat (Compston, Pidgeon, 1986). Dokumentacja reliktyw ziaren starszych niż 4 mld lat jest tam liczna (Mojszis i in., 2001; Cavosie i in., 2004, 2007; Harrison, 2009; Hopkins i in., 2010) i obejmuje wiele odsłonięć, co oznacza, że ten materiał detrytyczny jest dość rozpowszechniony. Analizy wykonywano w różnych laboratoriach, na różnych instrumentach badawczych. Stosowane były komplementarne techniki pomiarowe (SIMS, TIMS). Powstały w ten sposób rejestr obejmuje 7245 cyrkonów detrytycznych (Holden i in., 2009) w zakresie wieku 4276-3800 mln lat. Największa część wyników przypada na przedział 4000-4100 mln lat.

Jest to znaczący dowód, że zestalona skorupa - jako źródło materiału detrytycznego - była obecna na Ziemi przed końcem hadeiku (fig. 4A). Indywidualne cechy geochemiczne najstarszych cyrkonów wskazują, że skały macierzyste (protolity) detrytytu z Jack Hills były najbardziej podobne do składu andezytów (Turner i in., 2020).

Rejestr wyników datowań wczesnych cyrkonów (tab. 2) obejmuje również tarczę kanadyjską. W zachodniej części kratonu Slave, w rejonie Zatoki Hudsona, w kompleksie gnejsów na obszarze 40 km² w okolicy Acasta, znajdują się relikty tonalitu i granodiorytu, których wiek krystalizacji odpowiada 4002 ± 4, 4012 ± 6 i 4031 ± 3 mln lat (Stern, Bleeker, 1998; Bowling, Williams, 1999). Stanowią



1
Historyczne
versus aktualne
podziały skał
czasu dla
prekambru

FIG. 3. Chondry w meteorycie Baszkówka (L5). Przykłady tekstur, które powstają wyłącznie w warunkach nieważkości i próżni: **A** - chondra poprzeczna - podłużne kryształy oliwину (Ol) z wrostkami kamacytu (Ka) oraz kryształy ortopiroksenu (Opx) i plagioklazę w afanitowej mesostasis, obok ziarno chromitu (Chr); **B** - chondra porfirowa i mniejsza ziarnista, składające się z oliwину (Ol) i ortopiroksenu (Opx); **C** - chondra ziarnista zbudowana głównie z oliwину (Ol) i ortopiroksenu (Opx), akcesorycznie, nieregularne ziarna troilitu (Tr), metaliczny Fe-Ni, apatyt (Ap) i fosforan wapnia whittokit; **D** - chondra ziarnista, z dominującym oliwinem (Ol), plagioklazem (Pl) z wrostkami kamacytu (Ka), ortopiroksenem (Opx) na brzegu, apatyt (Ap); obrazy BSE z mikroskopu elektronowego Leo Zeiss. Fot. L. Giro

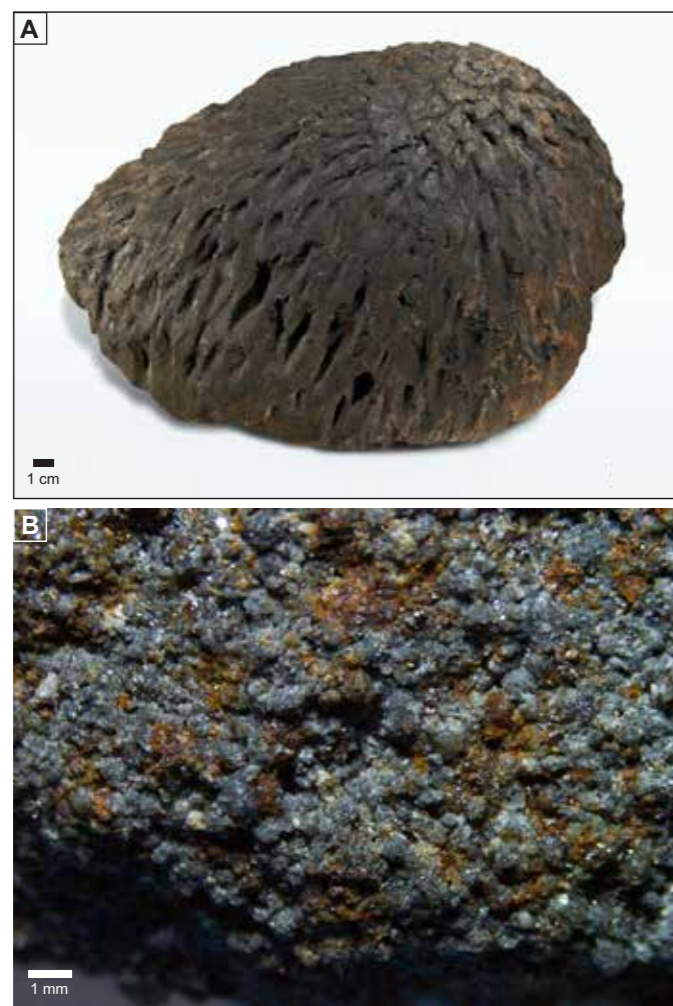


FIG. 2. Meteoryt orientowany Baszkówka, spadek 25.08.1994 (waga 15,63 kg): **A** - powierzchnia obtopieniowa z regmagliptami, rozchodzącymi się promieniście od wierzchołka ku krawędziom; zastygłe strużki spływającego stopu powstają w czasie przelotu przez atmosferę ziemską. Zbiory Muzeum PiG-PIB. Fot. K. Skurczyńska-Garwolińska; **B** - fragment z powierzchni przelatu z próbki chondrytu zwyczajnego Baszkówka (L5), widoczna krystaliczna struktura złożona zaokrąglonych chondr z drobnymi kryształami z oliwину, piroksenu (kolor szarooliwkowy), chromitu z rdzawymi plamkami troilitu. Fot. E. Krzemieńska

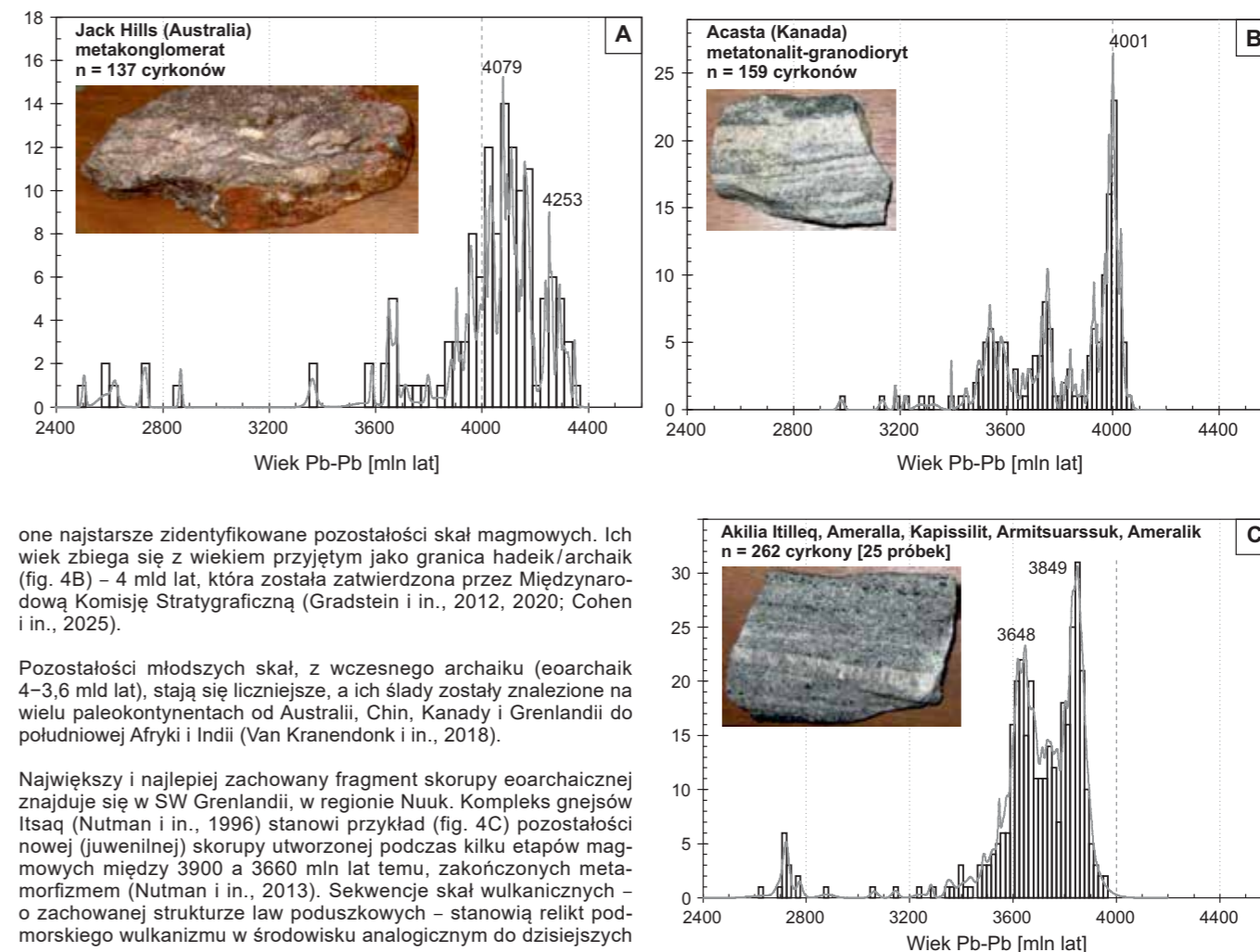


FIG. 4. Histogramy dokumentujące wiek (na podstawie datowań ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) z najstarszych cyrkonów na Ziemi: **A** - metakonglomerat z Jack Hills, Australia; Cavosie i in. (2004); **B** - gnejs z Acasta, Kanada; Bowring, Williams (1999); **C** - granitognejs z regionu Amitsoq, Grenlandia; Nortman i in. (2010). Zdjęcia próbek skał ekspozycji z laboratorium w Research School of Earth Science, RSES, ANU, Canberra. Fot. E. Krzemieńska

1

Historyczne versus aktualne podziały skali czasu dla prekambry

środowisk łuków wulkanicznych. Pozostają one najstarszym zachowanym kompleksem suprakrustalnym, wskazując na (podobne do dzisiejszych) procesy tektoniki płyt, które zachodziły już w eoarchaiku, tj. 3,8 mld lat temu (np. Nutmann i in., 2002).

Formacje skalne pochodzące z eo- i paleoarchaiku można wskazać na niemal wszystkich paleokontynentach. Stanowią one do 10% powierzchni kontynentów utworzonych przed 2,5 mld lat. Zazwyczaj są one mocno przeobrażone i włączone w masę dobudowywanych młodszych stref i mikropląt.

1.3. IZOTOPOWE I GEOCHEMICZNE WSKAŹNIKI EWOLUCJI LITOSFERY W PREKAMBRZE

Część badań prekambry koncentruje się na analizowaniu epizodyczności w geologicznym zapisie reliktywów wczesnej skorupy. Wy różnia się wiele wskaźników, które mogą być istotne z punktu widzenia ewolucji i podziału skali czasu geologicznego (Roberts i in., 2015; Strachan i in., 2020; Shields i in., 2022), takie jak wiek Pb-Pb oraz parametry izotopowe hafnu (inicjalne eHf) i tlenu ($\delta^{18}\text{O}$) w minerałach i skałach, które rejestrują tendencje związane np. z globalnymi procesami tworzenia się większych mas superkontynentów (tab. 3).

Kompilacje danych o wieku krystalizacji cyrkonów z ostatnich 4,0 mld lat (Condie, Puetz, 2019) wskazują szereg istotnych momentów kumulacji, w przypadku prekambry: ~2715, 2495, 1875, 1045 oraz 625 mln lat temu. Piki podobnych wyników powszechnie interpretuje się jako czuły wskaźnik nasilenia tempa przysto skorupy ziemskiej.

Część z aktualnie stosowanych granic w podziałach prekambry na ery i okresy, np. 2,5 mld, 1,6 mld, 1,0 mld, ~539 mln lat temu, może stanowić odzwierciedlenie wydarzeń związanych z gwałtownym przysto skorupy i w konsekwencji obfitości minerału cyrkonu określonego wieku. Dla porównania, niezależne zastosowanie analizy statystycznej (Vermeesch, 2016) w postaci jądrowego estymatora gęstości rozkładu (ang. *kernel density estimator* – KDE) w przypadku zbioru prawie 600 000 detrytycznych ziaren cyrkonu (Spencer, 2020) potwierdziło niezwykle zbliżone wartości wieku, tj.: 2,69; 2,50; 1,86; 1,02; 0,61 mld lat.

Innym istotnym parametrem są efekty procesów wietrzenia kontynentalnego. Ostatnie badania (np. Satkoski i in., 2016) sugerują, że intensywność wietrzenia kontynentalnego skorupy wzrosła na przełomie paleoproterozoiku i mezoproterozoiku oraz neoproterozoiku–fanerozoiku. Stosunki izotopowe strontu $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ w minerałach autogenicznych ze środowiska morskiego (węglany) rejestrują zmiany w składzie izotopowym odpowiadające okresom wzmoczonego wietrzenia kontynentalnego skał (Kuznetsov i in., 2018). Zbie-

gają się one z cyklami łączenia kontynentów takich jak Nuna/Kolumbia, Rodinia, a potem Gondwana (np. Cawood i in., 2013; Nance, Murphy, 2018).

Kolejnym ważnym parametrem przy wyznaczaniu granic czasowych w prekambry jest magmatyzm wielkich prowincji magmowych (ang. *Large Igneous Province* – LIP). Globalne kompilacje wieku magmatyzmu wspomagają wskazanie naturalnych przelomowych wydarzeń w obrębie prekambry i fanerozoiku. Chociaż LIP same w sobie nie są „złotymi gwoździemi” stratygraficznymi, to mogą stać się zamiennikami przy zapisie czasu (Condie, Puetz, 2019; Ernst i in., 2021). Przykładów LIP skumulowanych na granicy archaiku i proterozoiku (2460–2450 mln lat) dostarczają prowincje Matachewan, Karelia-Kola i Pilbara. Podobne kumulacja wydarzeń LIP miała miejsce na granicy:

- riak/orosir (2058 mln lat temu – Bushveld i Kevitsa);
- orosir/stater (1790 mln lat temu; na wielu kratonach, w tym na kratonie wschodnioeuropejskim);
- stater/kalim (1590 mln lat temu);
- kalim/ektas (1385 mln lat temu, na wielu kratonach).

1.4. PROPOZYCJA NATURALNEGO PODZIAŁU SKALI CZASOWEJ DLA PREKAMBRU

Część podziałów dla prekambry z granicami okresów umiejscowionymi arbitralnie w globalnej skali czasu nie oddaje bogactwa zapisu skalnego. Utrudnia to zrozumienie procesów geologicznych, odwracając uwagę od obserwowalnych granic stratygraficznych pierwszego rzędu (Bleeker, 2004). Dzięki zgromadzeniu tysięcy precyzyjnych dat U-Pb cyrkonu, więcej – niż w latach 90. XX w. – wiadomo na temat ewolucji geodynamicznej bloków prekambryjskich.

Alternatywą jest zaproponowana niedawno tabela historii Ziemi (Van Kranendonk i in., 2021) z podziałem na trzy zasadnicze etapy rozwoju planety w prekambry, powiązane z serią wydarzeń znanych z zapisu geologicznego (tab. 4). Trzy prekambryjskie eony reprezentują:

- 1) hadeik: 4567–4030 mln lat – obejmujący wczesny rozwój planety;
- 2) archaik: 4030–2420 mln lat – to główny okres tworzenia się skorupy i powstawania biosfery, charakteryzujący się silnie redukcyjną atmosferą;
- 3) proterozoik: 2420–542 mln lat – to okres charakteryzujący się postępującym wzrostem tlenu w atmosferze, cyklami tworzenia superkontynentu i ewolucji bardziej złożonych form życia.

Zgodnie z propozycją Van Kranendonka i in. (2012, 2021), każdy z eonów można podzielić na kilka er i okresów, które w zapisie geologicznym odzwierciedlają zmiany niższego rzędu (tab. 4).

TAB. 4. Propozycja rewizji skali czasowej dla prekambry (Van Kranendonk i in., 2021)

Eon	Era	Okres	Charakterystyka	Wiek [mln lat]	Wydarzenie
Proterozoik	NP	ediakar	fauna ediakarska np. Góry Flindersa	541	pierwsze pojawienie się fauny ediakarskiej
		kriogen	główna epoka lodowcowa; pierwsze wystąpienie metazoa i osady lodowcowe	635	koniec globalnego zlodowacenia
	MP	rodin	stabilizacja środowiska; redukcyjne głębie oceaniczne	850	pierwsze pojawienie się anomalii $\delta^{13}\text{C}$
		columb	formowanie się superkontynentu Columbia (Nuna)	1780	pierwsze pojawienie się siarczkowych osadów morskich
		jatul	zdarzenie izotopowego wysoku $\delta^{13}\text{C}$ Lomagundi–Jatuli LJE	2060	koniec zdarzenia LJE; początek depozycji szungitów (osady grafitowe ~98% węgla)
Archaik	NA	sider	depozycja osadów formacji żelazistych BIF, spowolnienie wzrostu skorupy	2420	pierwsze pojawienie się osadów lodowcowych
		metan	rozrost skorupy i jej recykling	2630	pierwsze pojawienie się BIF (Hamersley, zachodnia Australia)
	MA	pongol	depozycja w basenach osadowych na stabilnych kontynentach	2780	pierwsze pojawienie się kontynentalnych pokryw bazaltowych; dodatnie wartości $\delta^{13}\text{C}$ kerogenu
		vaalabar	wzrost stabilnej skorupy i załączków kontynentów	3020	pierwsze pojawienie się basenów osadowych
	PA	isua	pierwsze zachowane skały osadowe z chemicznymi śladami wczesnego życia	3490	pierwsze pojawienie się makroskopowych skamieniałości (stromatolity)
Hadeik		akast	najstarsze zachowane fragmenty skorupy kontynentalnej	3810	najstarsze skały suprakrustalne
			tworzenie się i natychmiastowy recykling skorupy; kontynuacja ery wielkiego bombardowania młodej Ziemi	4030	najstarsze skały na Ziemi (ortognejsy Acasta)
		chaot	wielkie zderzenie, kataklizm kosmiczny i powstanie Księżyca	4404	najstarszy ziemski materiał skorupowy (detrytyczne cyrkon)
				4568	powstanie Układu Słonecznego

NP – neoproterozoik; MP – mezoproterozoik; PP – paleoproterozoik; NA – neoarchaik; MA – mezoarchaik; PA – paleoarchaik

1.5. AKTUALNY PODZIAŁ SKALI CZASOWEJ DLA PREKAMBRU

Przeprowadzenie podziału prekambry na sposób porównywalny do podziału fanerozoiku stanowi ogromne wyzwanie. Od końca lat 80. XX w. prekambry, jako szczególnie supereon, był dzielony zgodnie z kryterium chronometrycznym na: eony, ery, okresy (Plumb, James, 1986; Plumb, 1991). Skala czasowa opiera się na przybliżeniu, a wybrane granice czasowe reprezentują średnie zdarzenia i procesy (tab. 3), obserwowanych na różnych kratonach, wpisane równomiernie w ramy czasowe ~200–150 mln lat.

W schemacie chronostatygraficznym z 2024 r. początek eonu archaicznego przypada na ~4,031 ±3 mln lat. Sam archaik został podzielony na cztery ery: eoarchaik (4,0–3,6 mld lat), paleoarchaik (3,6–3,2 mld lat), mezoarchaik (3,2–2,8 mld lat) oraz neoarchaik (2,8–2,5 mld lat).

Następny eon – proterozoik – podzielono na 10 okresów, trwających po ok. 200 mln lat, i pogrupowano na trzy ery: paleoproterozoik (2,5–1,6 mld lat), mezoproterozoik (1,6–1,0 mld lat) oraz neoproterozoik (1,0–0,539 mld lat).

TAB. 3. Seria globalnych wydarzeń składających się na ewolucję Ziemi w prekambry w układzie chronologicznym (wg Van Kranendonka i in., 2012)

Wiek [mln lat]	Wydarzenie w historii ewolucji Ziemi
538,8 542	powstawanie superkontynentu Gondwana → zwiększone wietrzenie krzemianów i dostarczanie składników odżywczych do oceanów, spadek ilości CO ₂ , wzrost w atmosferze O ₂ /eksplozja kambryjska
635	wzrost wytworzonego przez wulkany atmosferycznego pCO ₂ , deglacja, wzrost poziomu morza, globalne odkładanie się pokryw węglanowych / szybki spadek CO ₂ , wzrost tlenu / fauna ediakarska
750	koncentracja kontynentów na równiku → zwiększone albedo powierzchni Ziemi i związane z rytmami wypiętrzenia / rozległe zlodowacenia, spowolnienie aktywności biologicznej
850	rozpad Rodinii → nasilony wulkanizm, redukcja oceanów, niski poziom siarczanu oceanicznego, osadzanie się formacji żelazistych BIF i globalnie czarnych łupków
1780	utworzenie superkontynentu Nuna (Columbia) → zwiększone wietrzenie, wyższe sześnienia siarczanów w wodzie morskiej i warunki redukcyjne, potężne złoża siarczkowe
2068	super wyniesienia płaszczca → globalne ryftowanie i orogeneza, redukowanie głębokości oceanu z odkładaniem się żelaza i szungitu, utlenione górne warstwy oceanu
2250	ocieplenie płaszczca → globalny magmatyzm, wzrost atmosferycznego CO ₂ , rozkwit życia drobnoustrojów / wzrost ilości O ₂ , wzrost wartości $\delta^{13}\text{C}$ (L-JE), osadzanie się fosforatów, Ca-siarczanów i utworów bogatych w Mn, rozwój eukariontów
2420	kontynuacja stygnięcia płaszczca / pojawienie się kontynentu, zwiększone wietrzenie krzemianów, spadek ilości CO ₂ , utrata metanu i globalne ochłodzenie / ograniczenie magmatyzmu, globalne zlodowacenia, wzrost O ₂
2630	spadek aktywności płaszczca → spowolnienie tempa powstawania skorupy, ale powszechna aktywność hydrotermalna i wytrącanie warstwowanych osadów żelazistych BIF (<i>banded iron formation</i>); ograniczony rozwój mikrobiologiczny
2780	powszechne tworzenie się skorupy → punkt zwrotny w procesie wytwarzania i utraty ciepła / super wydarzenie związane z ociepleniem płaszczca i formowaniem skorupy, wysoki pCO ₂ , rozkwit życia mikrobiologicznego (cyjanobakterii) / wzrost ilości O ₂ i globalna metanogeneza
3000	stygnięcie i dyferencjacja → powszechna ekstrakcja skorupy i pojawienie się pierwszych sukcesji platformy kontynentalnej z lądowymi społecznościami drobnoustrojów
3490	stygnięcie, dyferencjacja → pierwsze stabilne protokontynenty z płytkowodnymi stromatolitami, wygasanie bombardowania
4030	stygnięcie → dyferencjacja magmy / zachowanie pierwszej skorupy i osłabienie bombardowania
4404	stygnięcie przy wysokim ciepłe wewnętrznym → tworzenie pierwszej skorupy, atmosfery i oceanów / szybki i dokładny recykling skorupy, intensywne bombardowanie meteoroidów
4568	zapadanie grawitacyjne obłoku pyłu międzygwiazdowego → formowanie się planet i meteoroidów

Zapis wczesnego prekambry w Europie

Niemal wszystkie kontynenty w swojej obecnej formie zawierają mniej lub bardziej rozległe strefy z reliktywami najstarszej skorupy uformowanej w wczesnym archaiku. Zazwyczaj wchodzi one w skład młodszych domen. W Europie najstarsza część skorupy zajmuje NE część kontynentu, stanowiąc integralne fragmenty kratonu wschodnioeuropejskiego (EEC). Sam kraton powstał w wyniku kolizji i połączenia trzech heterogenicznych segmentów (fig. 5): Fennoskandii, Sarmacji i Wołgo-Uralii (Gorbatshev, Bogdanova, 1993; Bogdanova i in., 1994).

W każdym z tych bloków pozostałości najstarszej archaicznej skorupy różnią się wiekiem zasadniczych faz orogenicznych, co podkreśla odmienne drogi ich ewolucji przed połączeniem (fig. 6).

2.1. FENNOSKANDIA

W Fennoskandii skały powstałe we wczesnym archaiku są ograniczone do protokratonu Kola i Karelia, gdzie dominują formacje tworzące się głównie w neoarchaiku (fig. 6A), między 2,9 a 2,65 mld lat temu (Slabunov i in., 2006; Lauri i in., 2011). Pozostałości najstarszej skorupy kontynentalnej w obrębie tarczy bałtyckiej są zlokalizowane w Karelii. Znajdujące się tam kompleksy Pudasjärvi, Koillismaa i Iisalmi (Lauri i in., 2011) pochodzą z przełomu ery pa-

Neoproterozoik obejmuje okresy: ton (1000–720 mln lat), kriogen (720–635 mln lat) i ediakar (630–538,8 mln lat). Wcześniej, w północnej Europie, używano terminów pochodzących z rosyjskiej literatury: ryfej i wend, które łączą w przybliżeniu mezoproterozoik, ton, kriogen i ediakar. Ta odmienna terminologia, stosowana nie zawsze konsekwentnie, przyczyniła się do zamieszania. Jednak od momentu publikacji geologicznej skali czasu GTS 2012, z corocznymi aktualizacjami, w chronologii neoproterozoiku poczyniono ogromne postępy (Halverson i in., 2020). Przyczyniły się do tego systematyczne datowania tułów wulkanicznych w warstwach neoproterozoicznych czy ulepszenia w zastosowaniu geochronometru Re-Os do osadów bogatych w substancję organiczną (Mattinson, 2010; Rooney i in., 2015). W rezultacie przedziały skali czasu neoproterozoiku lepiej skalibrowano. Pewnym wyjątkiem jest okres toński, który w obecnej propozycji obejmuje przedział 1000–720 mln lat (Shields-Zhou i in., 2016). Wczesna połowa okresu tońskiego (do ~850 mln lat) jest słabo reprezentowana w zapisie stratygraficznym. Brak dokładnego wieku U-Pb lub Re-Os jest też spowodowany ograniczonym zapisem stratygraficznym tego interwału, który poprzedził początek ryftowania Rodinii (Li i in., 2008).

2

leo-mezoarchaicznej (3,5–3,1 mld lat temu). Najstarsze z nich, gnejsy trondhjemitowe (wiek 3,5 mld lat), znajdują się w okolicach Siurua w NE Finlandii, w paśmie granitowym Pudasjärvi. W skałach tych notowane były ksenokryształowe cyrkonów z paleoarchiku o wieku 3,7–3,6 mld lat (Mutanen, Huhma, 2003). Centralna i południowa część bloku Fennoskandii to obszar młodszy, którego skorupa była formowana sukcesywnie w trakcie kilku etapów w proterozoiku.

2.2. SARMACJA

Najstarsza skorupa Sarmacji znajduje się w obrębie tarczy ukraińskiej (południowa część Sarmacji). W domenie Dniestr-Bug jest ona reprezentowana przez enderbity, z populacją cyrkonu o wieku magmowej krystalizacji w eoarchaiku ~3,75–3,78 mld lat temu (Claesson i in., 2006, 2014). Są to jednocześnie najstarsze skały na kratonie wschodnioeuropejskim (fig. 6B). Skały metasoładowe z pasma zieleńcowego Soroki i Fedorivka zawierają detrytyczne cyrkonie pochodzące z denudacji podobnie starych skał o wieku 3785 mln lat (Bibikova i in., 2010).

Nieco dalej na wschód, w domenie azowskiej, najstarsze znane skały należą do kompleksu Novopavlivka. Są reprezentowane przez

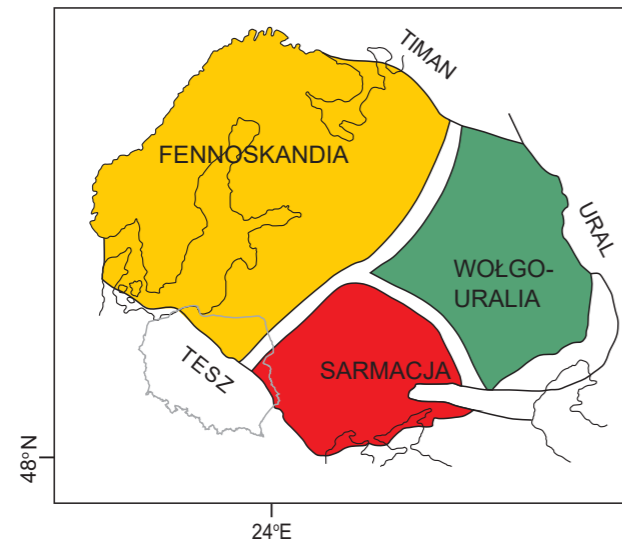
1

Historyczne versus aktualne podziały skali czasu dla prekambry

2

Zapis wczesnego prekambru w Europie

FIG. 5. Szcik kratonu wschodnioeuropejskiego ze schematycznym układem trzech autonomicznych bloków Wołgo-Uralii, Sarmacji i Fennoskandii, połączonych ostatecznie w staterze ~1,8 mld lat temu (Bogdanova i in., 1994); TESZ – strefa szwu transeuropejskiego



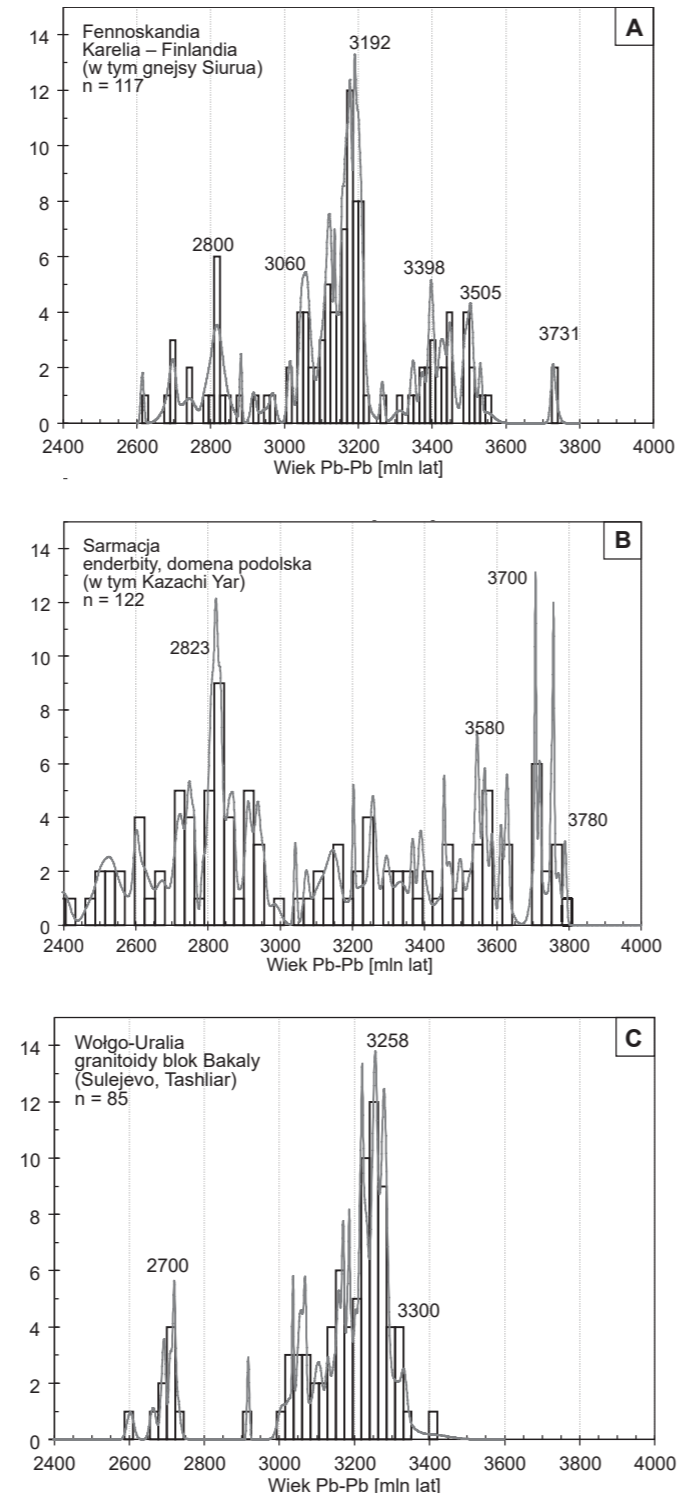
ortognejsy, enderbity, migmatyty i granity z enklawami piroksenitu i perydotytu. Wiek krystalizacji cyrkonu z piroksenitu – między 3633 ± 16 a 3640 ± 11 mln lat – i cyrkonu z enderbitu – 3609 ± 5 mln lat (Bibikova, Williams, 1990) – wskazuje na przełom paleo- i eoarchaiku.

2.3. WOŁGO-URALIA

Wołgo-Uralia stanowi najmniej poznana część kratonu wschodnioeuropejskiego. Jej krystaliczne podłoże jest ukryte pod grubą pokrywą osadów od neoproterozoiku do fanerozoiku. Pierwsze badania izotopowe próbek z wierzeń z rejonu granitoidowego bloku Bakaly, w skrajnie wschodniej części Wołgo-Uralii (Bogdanova i in., 2010, 2021), dostarczyły danych o paleo- i neoarchaicznym czasie formowania się skorupy (fig. 6C). Najstarsze skały występują w Baszkirii. Są to migmatyty (Taszliar) i monzodioryty (Sulejewo), które zachowały populację cyrkonów o wieku odpowiednio 3237 ± 11 i 3266 ± 7 mln lat, przy pojedynczych odziedziczonych ksenokryształach o czasie krystalizacji ~3,4 mld lat temu.

FIG. 6. Dokumentacja geochronologiczna wieku i częstości występowania najstarszych cyrkonów w poszczególnych blokach skorupowych kratonu wschodnioeuropejskiego:

A – Fennoskandia – histogram na podstawie danych $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Cavosie i in., 2004); B – Sarmacja – histogram na podstawie danych $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Claesson i in., 2015); C – Wołgo-Uralia – histogram na podstawie danych $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Bogdanova i in., 2015)



3

Prekambr na obszarze Polski

3.1. HISTORYCZNE LOKALIZACJE ARCHAİK W POLSCE

W tomie „Stratygrafia” (cz. 1 – prekambry i paleozoik) „Budowy geologicznej Polski” (Sokolowski, 1968) obecność skał archaiku w Polsce była rozważana w trzech głównych rejonach, ze wskazaniem na: (1) podłoże krystaliczne NE Polski, (2) obszar Karpat oraz (3) obszar Sudetów z Górami Sowimi. Interpretacja sukcesji zespołów skalnych była wówczas oparta wyłącznie na analizie petrograficznej. We wstępie wspomnianej edycji stwierdzono, że: (...) badania wieku bezwzględnych minerałów skał prekambryjskich są jeszcze mało rozwinięte i wyniki ich nie mogą być obecnie w pełni wykorzystane (Juskowiak, Ryka, 1968a). Zgromadzone w ciągu ostatnich 20 lat liczne wyniki badań izotopowych pozwoliły na korektę hipotez, szczególnie w przypadku najstarszych skał w Polsce.

3.1.1. Weryfikacja wieku najstarszych skał

Obszar NE Polski

We wczesnych opracowaniach (Znosko, 1960; Ryka, 1964; Juskowiak, Ryka, 1968b) podłoże krystaliczne NE Polski stratygraficznie zostało przypisane do archaiku, podobnie jak inne fragmenty starej platformy wschodnioeuropejskiej. Taka interpretacja była oparta na wyniku datowania metodą K-Ar biotyty z granitoidu z otworu wiertniczego Jastrzębna IG 1. Uzyskany wiek, 2646 mln lat (Depciuch i in., 1975), przez dłuższy czas stanowił dowód na obecność neoarchaicznych skał w podłożu krystalicznym tego rejonu.

Późniejsze badania izotopowe z tej samej skały (Jastrzębna IG 1, głęb. 514,7 m – wtórnik próbki rdzenia), zrealizowane metodą U-Pb na cyrkonach, zweryfikowały tę hipotezę, określając wiek na 1826 ± 12 mln lat, czyli na czas krystalizacji w późnym orosirze (Krzemińska i in., 2006).

Kolejnym argumentem, który pozwolił zakwestionować archaiczny wiek skorupy w NE Polsce, stały się wyniki badań izotopowych Sm i Nd próbek różnych typów skał (Claesson, Ryka, 1999). W żadnej z 10 próbek, z różnych rejonów podłoża krystalicznego NE Polski, nie stwierdzono wieku modelowego Nd(T_{DM}) powyżej 2,5 mld lat (górna granica archaiku). Wyniki Nd(T_{DM}) w zakresie 1,99–2,2 mld lat dowodzą wyłącznie paleoproterozoicznego wieku skorupy.

Obfita dokumentacja geochronologiczna, zgromadzona przez różne zespoły badawcze, nie potwierdziła również występowania skał uformowanych w archaiku od środkowej do południowej Fennoskandii (Bogdanova i in., 1994, 2006, 2015; Bibikova i in., 1995; Claesson, Ryka, 1999; Claesson i in., 2001; Mansfeld, 2001; Wiszniewska i in., 2007; Williams i in., 2009; Krzemińska i in., 2006, 2017, 2021; Skridlaite i in., 2021). Na wspomnianym obszarze wiek cyrkonów starszy niż 2,5 mld lat (granica archaiku) jest związany wyłącznie z detrytusem ze skał klastycznych.

Karpaty

W południowej części Polski, zaklasyfikowanej ogólnie jako obszar Karpat, za przykłady skał archaicznych (Juskowiak, Ryka, 1968c) uważano (1) amfibolity z Rzeszotaru, a także skały krystaliczne z Puńcowa (okolice Cieszyna). Podobnie zaklasyfikowane zostały (2) niektóre egzotyki karpackie oraz (3) skały metamorficzne w Tatrach Zachodnich.

W wymienionej grupie niezmienną pozycję stratygraficzną zachowuje egzotyczna struktura zrębu Rzeszotaru ze wschodniej części bloku górnośląskiego. Datowanie izotopowe U-Pb (Żelaźniak, Fanning, 2020) amfibolitów i gnejsów potwierdziło obecność stałej populacji cyrkonów o wieku krystalizacji ~2765–2570 mln lat. Ten późneoarchaiczny (2,6–2,8 mld lat) maficzny protolit uległ migmatyzacji we wczesnym orosirze ~2002,9 ± 3 mln lat temu. Znacznie później, w neoproterozoiku, terran Rzeszotaru stał się częścią przedpola orogenu kadomskiego w Europie Środkowej.

W przypadku obiektów określanymi jako egzotyki karpackie, większość to neoproterozoiczne skały granitowe i metamagowe, których geneza wiąże się z orogenezą kadomską (szerzej zostały opisane

Ogólny zarys paleogeografii prekambru

Prekambryjska skorupa, która buduje podłoże krystaliczne Europy (fig. 5), na NE od strefy szwu transeuropejskiego TESZ, została uformowana w wyniku ewolucji geologicznej zapoczątkowanej w archaiku. W rekonstrukcjach paleogeograficznych dla połączonego kratonu wschodnioeuropejskiego używana jest nazwa Bałtyka (lub Baltika).

Pomiędzy neoarchaikim a środkowym mezoproterozoikiem bloki litosfery, które złożyły się na połączoną Bałtykę (fig. 7), znajdowały się na szerokościach geograficznych głównie między 35°N a 35°S. W późnym mezoproterozoiku i neoproterozoiku ich położenie oscylowało między wysokimi szerokościami geograficznymi a równikiem. Prędkości dryfu poszczególnych kratonów między neoarchaikim a środkowym proterozoikiem były niższe niż prędkość połączonej Bałtyki w późnym paleoproterozoiku i środkowym mezoproterozoiku (Salminen i in., 2021a).

4.1. ARCHAİK: PRE-KOLUMBIA (NUNA)

Rekonstrukcje konfiguracji kontynentów przed paleoproterozoikiem są nieliczne i niepewne. Przyczyną tego jest fragmentaryczny zasób danych. Niemniej jednak wyniki badań neoarchaicznych rojów dąjek, w tym ich orientacja paleomagnetyczna, a także istnienie podobnych sekwencji stratygraficznych, wskazuje na istnienie ok. 2,72–2,70 mld lat temu wspólnej masy kontynentalnej. Był to prawdopodobnie także pierwszy cykl łączenia się mas lądów w pierwszy superkontynent – Kenorland (Williams i in., 1991). Jest on związany z orogenezą, która miała miejsce na obszarze bloku Laurenty przed ok. 2700 mln lat temu. W strukturze neoarchaicznego Kenorlandu (2,7–2,6 mld lat temu) pojawiają się najstarsze fragmenty północnej części Fennoskandii z archaicznymi blokami Kola i Karelia, których lokalizacja w tym czasie oscylowała pomiędzy równikiem a wysokimi szerokościami geograficznymi (Lubnina, Slabunov, 2017; Pesonen i in., 2021). Swoje pozycje mają tam znane elementy wczesnej skorupy utworzone jeszcze w późnym hadeiku (tab. 2), takie jak kraton Yilgarn (z obszaru Jack Hills) i Pilbara z obszaru dzisiejszej Australii, Slave (z obszaru Acasta) – rejon GW2 dzisiejszej NW Kanady, oraz Superior –

w rozdziale „Ediakar”). Są wśród nich bloki: Andrychów, o wieku U-Pb 542 mln lat, i Bugaj, o wieku 580 mln lat (Burda i in., 2019).

Natomiast na obszarze Tatr dokumentacja wieku skał krystalicznych (Poller, Todt, 2000; Gawęda i in., 2005; Burda, Klötzli, 2007) zgodnie wskazuje na karboński wiek formacji skalnych (patrz rozdz. „Karbon”). Najstarsze przedwarscyjskie reliktu podłoża krystalicznego mieszczą się w przedziale czasowym od wczesnego kambru (534 ± 16 mln lat). Tylko w pojedynczych przypadkach stwierdzono ksenokrystały cyrkonów lub odziedziczone ziarna głównie paleoproterozoiczne (2,0 mld lat) i neoarchaiczne (2,6 mld lat).

Góry Sowie

Zgodnie z dawnymi opiniami na obszarze sudeckim prekurorem większości gnejsów, granitognejsów i granitów Gór Sowich była archaiczna seria osadowa (Oberc, 1968). W kolejnych latach gnejsy sowiogórskie zaliczono do starszego proterozoiku (Grocholski, Majerowicz, 1975; Oberc, 1977), wydzielając dla nich nawet odrębne piętro strukturalne w utworach Gór Sowich. Do odejścia od tego poglądu przyczyniły się wyniki badań mikropaleontologicznych (Gunia, 1984) i odnalezienie w kambryjskich skałach wapienno-krzemianowych szczątków mikroflory i radiolarytów.

Datowania izotopowe skał metamorficznych z tego rejonu potwierdziły wczesnoordowicki wiek magmowego protolitu (487,1 ± 1,7 i 472,9 ± 1,7 mln lat), a także wiek modelowy T_{DM} nie starszy niż 1,4–1,8 mld lat (Kröner, Hegner, 1998). Podsumowując zestawienie wyników geochronologicznych z obszaru Gór Sowich zaprezentowane przez Cymermana (1998) kwestionuje wcześniejsze hipotezy o archaicznym wieku skał.

W skałach klastycznych Gór Sowich detrytus jest zdominowany przez populację cyrkonów o wieku od kambru do ediakaru (493–600 mln lat), z mniej liczną grupą (20–35%) materiału paleoproterozoicznego (1900–2100 mln lat), z pojedynczymi tylko cyrkonami z neoarchaiką sprzed 2400–2700 mln lat (Breemen i in., 1988; O'Brien i in., 1997; Kröner, Hegner, 1998; Kryza, Fanning, 2007; Tabaud i in., 2021), co nie potwierdza hipotezy (Oberc, 1968) o archaicznym wieku osadów prekursorów większości gnejsów, granitognejsów i granitów.

dzisiejsza środkowa i NE Kanada, Kaapvaal – dzisiejsza RPA i Zimbabwe.

Biorąc pod uwagę fundamentalne różnice między niektórymi lepiej rozpoznawanymi kratonami, takimi jak Slave, Superior i Kaapvaal, wydaje się prawdopodobne, że bloki te pochodzą z niezależnych superkratonów (odpowiednio Sclavia, Superia, Vaalbara) z różnymi historiami łączenia i rozpadu. W przeciwieństwie do kratonów Superior i Kaapvaal, które zasadniczo różnią się od kratonu Slave i od siebie nawzajem, jedynie kraton Dharwar (z Półwyspu Indyjskiego), kraton Zimbabwe (w południowej Afryce) i kraton Wyoming (w Ameryce Północnej) wykazują znaczące podobieństwa do kratonu Slave.

Dla paleogeografii archaiku istnieje także model alternatywny. Opisuje on kratony jako odrębne, dryfujące niezależnie (Bleeker, 2003). Hipoteza ta dowodzi, że archaiczne kratony, czy też pozostałości archaicznej skorupy, aktualnie osadzone jako egzotyczne fragmenty w korałach młodszych proterozoicznych bloków, w większości przypadków są zbyt małe, żeby zachować niezbędną do rekonstrukcji pełną złożoność systemów tektonicznych.

Relikty skorupy powstałej we wczesnym i środkowym archaiku tworzą zbiór ok. 35 kratonów i mniejszych słabo zdefiniowanych fragmentów („puzzle” na 35 elementów, Bleeker, 2003). Niewykluczone zatem, że przynajmniej niektóre z nich mogły nie być geologicznie wzajemnie połączone.

4.2. PALEOPROTEROZOİK: SUPERKONTYNTENT KOLUMBIA/NUNA

Pierwsze próby odtworzenia konfiguracji kontynentów w paleoproterozoiku rozpoczęły się w latach 90. ubiegłego wieku. Gower i in. (1990) wykazali wiele geologicznych analogii między Europą Północną i Ameryką Północną, proponując kontynent o nazwie NENA (ang. *North Europe-North America*). Nieco później Hoffman (1997), przedstawił nowy wariant układu bloków agregatu Laurenty –

3

Prekambry na obszarze Polski

4

FIG. 7. Superkontyent Kolumbia (Nuna) i jego konfiguracja wg Johanssona i in. (2022). Rekonstrukcja paleogeograficzna na początek kalimu (1580 mln lat temu). Widoczne sąsiadujące położenie Laurencji i Grenlandii, Bałtyki oraz zachodniej Afryki z Amazonią, oraz wielki proterozoiczny orogen akrecyjny (żółta i czerwona strefa). Pozycja kratonów Kongo i Sao Francisco (SF) pozostaje niepewna. Kraton Kalahari nie jest widoczny w tym ujęciu; NAC (North Australian Craton) – kraton północnoaustralijski; SAC (South Australian Craton) – kraton południowoaustralijski; WAC (Western Australian Craton) – kraton zachodnioaustralijski



Trend globalnej akrecji, dominujący 1,92–1,76 mld lat temu, i związanych z tym orogenez (Rogers, Santosh, 2002; Zhao i in., 2002; Cawood, Tyler, 2004; Ansdell, 2005; Reddy, Evans, 2009) w konsekwencji dalszego dryftu doprowadził do łączenia mniejszych bloków kratonicznych, tworząc trzon superkontynentu Kolumbia (Nuna).

Badacze, którzy jako pierwsi zaproponowali wersje konfiguracji Kolumbii (Rogers, Santosh, 2003; Zhao i in., 2003), „składając układankę terranów” opierali się głównie na analogiach geologicznych. Kolejne rekonstrukcje uwzględniły już zaktualizowane dane paleomagnetyczne, obejmując alternatywne propozycje połączenia Bałtyki z kratonem północnochińskim, który mógł przyjąć pozycję między Amazonią a częścią należącą do Sarmacji (Kusky i in., 2007; Bispo-Santos i in., 2008; Mertanen, Pesonen, 2012) czy z kratonem Dharwar (Pisarevsky i in., 2013; Cawood i in., 2020). Najczęściej jednak wskazuje się powiązania Bałtyki z Amazonią i Afryką Zachodnią, które w orosirze znajdowały się przy SW części Sarmacji (Teixeira i in., 2007; Johansson, 2009; Evans, Mitchell, 2011; Zhang i in., 2012; Pisarevsky i in., 2014; Meert, Santosh, 2017). W tym rejonie Sarmacji (Krzywy Róg), na przełomie archaiku i paleoproterozoiku, między 2,60 a 2,45 mld lat temu, charakterystyczna była akumulacja warstwowych, chemogenicznych osadów żelazistych BIF tworzących się w rozległym, ale płytkim basenie morskim bez oznak magmatyzmu (Savko i in., 2017).

Zestawienie przekrojów geologicznych we wschodniej Sarmacji i kratonu Pilbara (Australia) oraz Kaapvaal (Afryka), w przedziale czasowym 2,6–2,0 mld lat temu sugeruje, że Sarmacja mogła być połączona wcześniej z kontynentem Vaalbara (Walbara), którego trzon, co najmniej do 2,8 mld lat temu, tworzyły Pilbara i Kaapvaal. Tę hipotezę potwierdzają m.in. równoległe osady BIF wspólne dla Vaalbary i Sarmacji (Savko i in., 2017).

Trzon superkontynentu Kolumbia (Nuna) stanowiły Bałtyka i Laurencja, powiązane w rejonie półwyspu Kola i północnej Norwegii z NE Grenlandią (np. Gower i in., 1990; Salminen, Pesonen, 2007; Evans, Pisarevsky, 2008; Johansson, 2009; Johansson i in., 2022). Według większości modeli paleogeograficznych, w okresie od 1,9 do co najmniej 1,3 mld lat temu, NW Bałtyka była połączona ze wschodnią Laurencją. Ten sposób powiązania sprawia, że magmatyzm aktywnej krawędzi kontynentu ciągnie się od SE Laurencji do zachodniej Bałtyki i dalej Amazonii (fig. 7), tworząc wielki proterozoiczny orogen akrecyjny. Pas ten charakteryzuje się systematycznym wzrostem objętości skorupy (między 2,0 a 1,75 mld lat temu) i orogeniczną deformacją w orosirze (2050–1800 mln lat temu).

W alternatywnej rekonstrukcji autorstwa Pisarevsky'ego i in. (2014), do sarmackiej części Bałtyki zamiast Amazonii są przyłączone Indie. Amazonia i Afryka Zachodnia tworzą oddzielny blok, który nie jest częścią Kolumbii. Na tym etapie również Kalahari jest oddzielone od Kolumbii.

W środkowej Fennoskandii, na obszarze Estonii i Łotwy, apogeum przyrostu skorupy zaznaczyło się między 1,90 a 1,86 mld lat temu (Bogdanova i in., 2015; Johansson i in., 2022). Kolejny impuls aktywności magmowej nastąpił ~1,85 do 1,82 mld lat temu, kiedy na Litwie powstawały domeny: zachodniolitewska i środkowolitewska (Motuza, 2022). Obszarem, gdzie dominuje późnopaleoproterozoiczny wiek magmatyzmu, jest podłoże krystaliczne południowej Litwy (Šiljauskas, 2019; Skridlaite i in., 2021) i skrajnie NE Polski (Krzemińska i in., 2017). Taki układ wieku skorupy odzwierciedla sukcesywne przesuwanie się subdukcyjnego pasa magmatyzmu od środkowej Fennoskandii z budową nowej skorupy w kierunku południowym.

W Polsce orogeniczna aktywność magmowa miała swoją kontynuację na początku stateru, głównie na Pomorzu i południowym Bałtyku, gdzie w czasie 1791–1750 mln lat temu pojawiło się wiele intruzji granitoidów pokrewnych geochemicznie i izotopowo (Krzemińska i in., 2021) skałom magmowym o analogicznym wieku (1,77–1,75 mld lat), znanych ze strefy Blekinge (Skania) i transskandynawskiego pasma magmowego (TIB) w SE Szwecji (Johansson i in., 2006; Salin i in., 2019).

Procesy prowadzące do przyrostu skorupy w Fennoskandii na obszarze południobałtyckim w orosirze i staterze (2,0–1,75 mld lat temu) są interpretowane na dwa sposoby.

Pierwsza koncepcja wskazuje na akrecję mikropląt, której towarzyszy wielokrotna subdukcja skorupy oceanicznej w różnych kierunkach oraz tworzenie się luków wysp (Lahtinen i in., 2005, 2008). Etapy ewolucji orogenicznej nakładające się na siebie w czasie i przestrzeni, obejmują procesy takie jak akrecja mikrokontynentu (1,92–1,87 mld lat temu), rozszerzenie kontynentu (1,86–1,84 mld lat temu), kolizję kontynent–kontynent (1,84–1,79 mld lat temu) oraz kolaps i stabilizację (1,79–1,77 mld lat temu).

Bałtyka, któremu nadano nazwę Nuna (od eskimoskiej nazwy ziem graniczących z Oceanem Arktycznym). W kolejnych latach pojawiło się kilka modyfikacji położenia mniejszych bloków w obrębie superkontynentu, wraz z powszechnie stosowaną nową nazwą – Kolumbia (Zhao i in., 2002, 2004; Rogers, Santosh, 2003; Meert, 2012; Meert, Santosh, 2017).

Aktualnie w literaturze są używane równolegle trzy określenia Kolumbia/Nuna/Paleopangea dla jednej – tworzonej w paleoproterozoiku – rozległej masy kontynentalnej (Evans, 2013). Dostępne dane geologiczne dobrze wspierają koncepcję jednego superkontynentu – Kolumbii (fig. 7). Dla wszystkich wersji rekonstrukcji wspólny jest zapis orogenezy przypadający na 2,1–1,8 mld lat temu.

W tym czasie, z początkiem okresu orosir w paleoproterozoiku, miał miejsce najintensywniejszy w historii przyrost objętości skorupy Ziemi. Etap ten rozpoczął się ~2,055±0,001 mln lat temu w kompleksie Bushveld utworzeniem rozległej warstwowej intruzji Rustenberg (*Rustenberg Layered Suite*). Jest ona jedną z największych na świecie tego typu (ok. 600,000 km³) i stanowi kompleks kumulatów maficzno-ultramaficznych ze złożami kilku szczególnie ważnych pierwiastków jak Cr, Ti, V oraz pierwiastków z grupy platynowców (ang. *platinum group elements* – PGE) (Mungall i in., 2016; Yao i in., 2021).

Kilka dość pokrewnych geochemicznie masywów skał plutonicznych i wulkanicznych niemal równocześnie pojawiło się w innych lokalizacjach, także w północnej Fennoskandii, gdzie dobrym przykładem są komatyty Jejsiörova w paśmie zieleńcowym Lapland wieku ~2056 ±25 mln lat (Hanski i in., 2001).

Wzmogona aktywność magmowa ~2,1 mld lat temu zbiegła się z zakończeniem istotnych w historii Ziemi perturbacji w izotopowym składzie węgla w węglanach, wyrażonej wzrostem wartości δ¹³C_{carb} z +5 do +10‰, określanym jako zdarzenie z Lomagundi–Jatuli (Melezhik i in., 2007). Przyrost poziomu tlenu w atmosferze doprowadził wówczas do przyspieszenia rozwoju organizmów eukariotycznych.

Ponadto w zapisie geologicznym, między 2,0 a 1,75 mld lat temu, ponownie pojawiają się osadowe, warstwowe formacje bogate w żelazo tzw. BIF (*banded iron formation*). W przeciwieństwie do archaicznych BIF, odpowiedniki paleoproterozoiczne charakteryzują się bardziej ziarnistą strukturą i warstwowaniem typowym dla depozycji w płytkich zbiornikach wodnych.

4.3. MEZOPROTEROZOIK: ROZPAD KOLUMBII/NUNY

Z początkiem mezoproterozoiku charakterystyczną cechą ewolucji superkontynentu stał się reżim słabo ekstensyjny. Zaczął dominować anorogeniczny magmatyzm kontynentalny, wynikający przypuszczalnie z diapiryzmu płaszczu i podnoszenia astenosfery.

Rekonstrukcje paleomagnetyczne (Luoto i in., 2021) wskazują, że w okresie 1,65–1,25 mld lat temu Bałtyka znajdowała się na niskiej szerokości geograficznej, zbliżonej do pozycji równikowej (fig. 7).

Zgrupowanie licznych intruzji wraz z rojami maficznych dajek wzdłuż obu brzegów i centrum Kolumbii (Nuny) sugeruje pojawienie się stref ryftowych. Tego typu magmatyzm ryftowy – w postaci dajek diabazowych, intruzji anortozytowych i towarzyszących im bogatych w potas granitów z charakterystyczną teksturą rapakivi oraz czarnokitami¹ – jest notowany w Ameryce Północnej, na Grenlandii, Bałtce i w Ameryce Południowej. Istnieją różne interpretacje czasu trwania aktywności magmowej, od szerokiego przedziału 1,6–1,2 mld lat (Rogers, Santosh, 2002; Zhao i in., 2004; Zhang i in., 2012) do bardziej zawężonego 1,45–1,38 do 1,27 mld lat (Pisarevsky i in., 2014).

Na obszarze Bałtyki w tym czasie rozwijały się także baseny ryftowe. Przykładem może być obszar Telemark (supergrupa Telemarku) w południowej Norwegii, gdzie na starszej proterozoicznej skorupie powstał ryft o przebiegu N–S (Green, 1992; Bingen i in., 2001), podobny do przebiegu znacznie późniejszego ryftu Oslo. Rozwój basenu ryftowego Telemarku miał bezpośredni związek z procesem oddzielania się Bałtyki od Laurencji, a następnie obrotem Bałtyki o ok. 80° zgodnie z ruchem wskazówek zegara w stosunku do Laurencji (Park, 1995). Dość istotne jest to, że Bałtyka, jako składnik Kolumbii, nigdy nie przeszła procesu dalm-

Druga koncepcja (Bogdanova i in., 2015) wiąże wydarzenia w południowej części orogenu swekofeńskiego (1,87–1,75 mld lat temu), z ciągłą, jednobiegową akrecją w kierunku NE kolejnych mikrokontynentów: Bergslagen, Livonii i Amberlandu (fig. 8). Wzrost skorupy został przerwany ~1,80–1,78 mld lat temu przez ukośne zderzenie Fennoskandii i Sarmacji (Sarmacja połączona z Wołgouralią), w wyniku czego powstała wyraźna transpresyjna struktura południowej Fennoskandii. W okresie między 1,80 a 1,75 mld lat temu, na obecnym SE, zderzenie to spowodowało rotację Sarmacji o ok. 45° w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara. To wydarzenie wywołało ekstensję oraz magmatyzm asocjacji AMCG (anortozyt-mangeryt-czarnokit-granit) na obszarze zachodniej Sarmacji. Z tego rejonu zachował się potężny – zdominowany przez anortozyty – masyw Korosteń (Bogdanova i in., 2013). Kolizja Fennoskandii z Sarmacją zaznaczyła się też utworzeniem w obu blokach mniejszych intruzji oraz skał metamorficznych. W obrębie tarczy ukraińskiej roje dajek intrudujących o wieku ~1,80–1,78 i 1,76–1,75 mld lat (Bogdanova i in., 2013; Shumlyansky i in., 2016) oraz równoległowy magmatyzm w Fennoskandii uwiaryczyły ostatnią fazę kolizji. Powstały w wyniku połączenia Fennoskandii z Sarmacją szew między blokami ma charakter „nieostry” z uwagi na skośny przebieg kolizji. Badania geofizyczne w tym rejonie (Mężyk i in., 2021; Janik i in., 2022) udowodniły, że na granicy Fennoskandia/Sarmacja nie ma prostej granicy tektonicznej. Fragmenty obu bloków zostały nieregularnie „rozproszone”. Miejscami bowiem skorupa Sarmacji znajdowała się dalej na północ niż wcześniej sądzono (Bogdanova i in., 2006). W konsekwencji występuje tu strefa intensywnych deformacji o szerokości 150 km, gdzie materiał skorupowy został zmylonityzowany, wykazując powinowactwa zarówno do NW krawędzi Sarmacji, jak i do Fennoskandii. Niezależnie od nadal dyskutowanych konfiguracji w obrębie Kolumbii (np. Evans, 2013; Elming i in., 2021), panuje powszechna zgodność opinii, że proces amalgamacji mniejszych bloków nie trwał dłużej niż do końca paleoproterozoiku, tj. do 1600 mln lat temu.

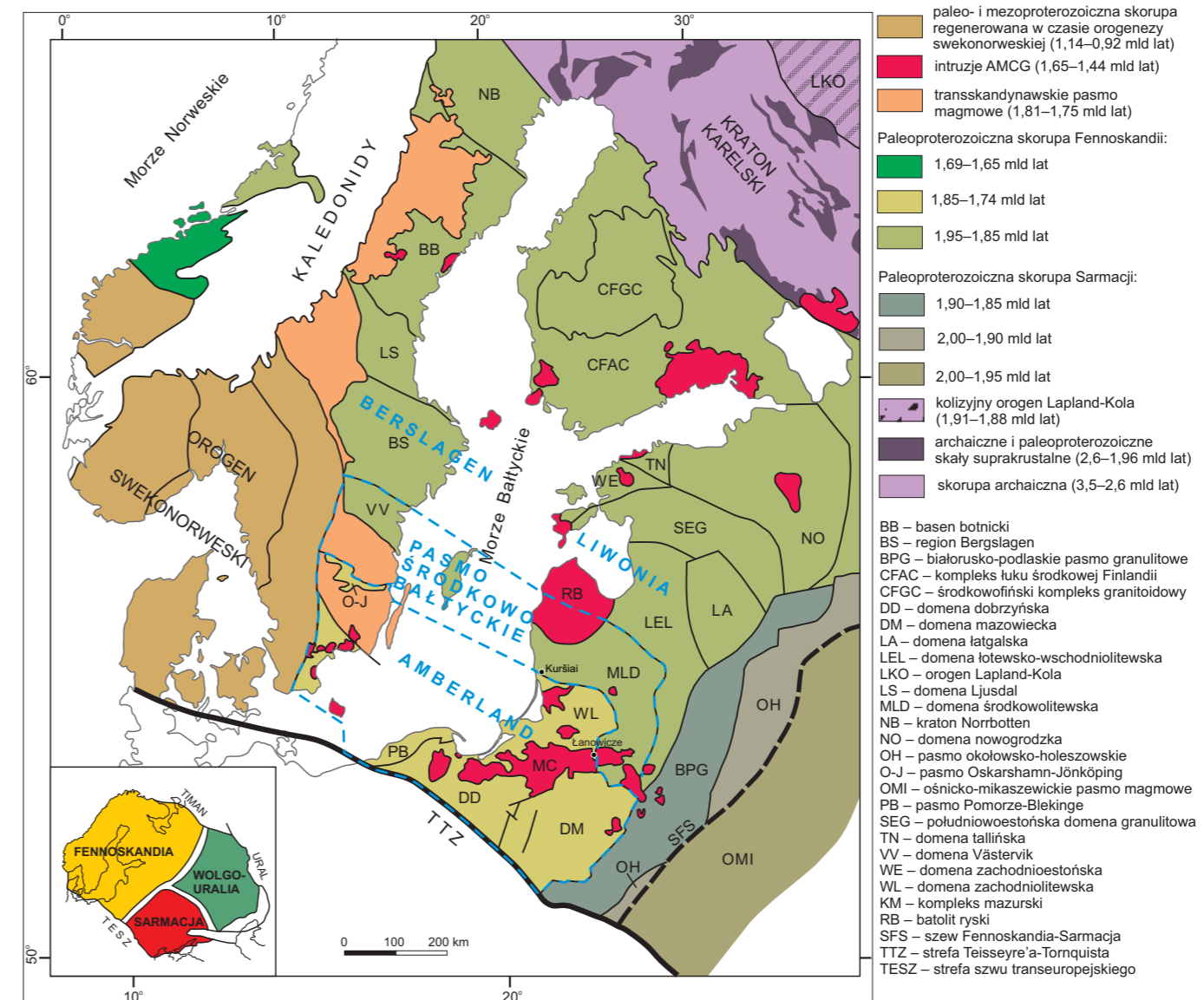


FIG. 8. Rozmieszczenie głównych domen skorupowych w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego (wg Bogdanovej i in., 2015, zmieniono)

¹ Maliszewska i Ryka (1991) stosowali termin „czarnokit”

szego całkowitego rozczłonkowania, chociaż jej wielkość i kształt zmieniały się (Gee, Stephenson, 2006).

W SW części Fennoskandii w mezoproterozoiku (1,6–1,4 mld lat temu), ryftogeniczny magmatyzm, szczególnie w końcowej fazie, była łączona z aktywnością oddaloną przestrzennie orogenezy. Jest ona znana jako orogeneza danopolońska (1,50–1,45 mld lat temu), z dominującym magmatyzmem granitowym, albo jako zdarzenie hallandzkie (1,47–1,38 mld lat temu), z dominującym metamorfizmem wysokiego stopnia. Jako przykład orogenezy danopolońskiej podaje się aktywność magmową ok. 1470–1420 mln lat temu na wyspie Bornholm (Bogdanova i in., 2008), w przeciwieństwie do orogenezy akrecyjnej, która zachodziła wzdłuż zachodnich brzegów Bałtyki (Bingen i in., 2008).

Na obszarze centralnej i południowej Fennoskandii w tym czasie pojawiają się intruzje anortozytowe stowarzyszone z granitami rapakiwi i znane jako formacje AMCG. Występują w różnych lokalizacjach w trakcie czterech postępujących chronologicznie po sobie epizodach:

- 1640–1620 mln lat temu, tworząc batolit Wyborg (SE Finlandia);
- 1590–1560 mln lat temu, masywy: Ryga (Estonia, Łotwa) oraz Aland, Eurojoki (SE Szwecja);
- 1550–1520 mln lat temu masyw Salmi (zachodnia Rosja);
- 1530–1495 mln lat temu masywy: Ragunda (środkowa Szwecja), suwalski i kętrzyński w Polsce (Rämö, Haapala, 2005; Rämö, Mänttari, 2015; Heinonen i in., 2017; Ripa, Stephens, 2020; Salminen i in., 2021; Wiszniewska, Krzemińska, 2021).

Według Ashwala i Bybee (2017) umiejscowienia anortozytów typu masywowego na obszarze kratonicznym w większości przypadków nie można wyjaśnić bez odwoływania się do idei wielu systemów szczelin i ryftów.

4.4. MEZOPROTEROZOIK: FORMOWANIE SIĘ SUPERKONTYNTENTU RODINII

Po stopniowym rozpadzie Kolumbii, przypadającym na okres między 1,6 a 1,2 mld lat temu, został zainicjowany proces formowania kolejnego megakontynentu (Hoffman, 1991; Li i in., 2008). Nowa masa kontynentalna stała się na Ziemi dominującym łądem przez kolejne co najmniej 350 mln lat. Główne zdarzenia kolizyjne, które przyczyniły się do powstania nowej stabilnej struktury kontynentalnej zwanej Rodinią (fig. 9), miały miejsce między 1050 a 900 mln lat temu. Okres ten był poprzedzony serią epizodów akrecyjnych, które uznaje się za etapy wstępne, wskazując często datę ~1300 mln lat temu, jako początek procesu amalgamacji. Główna faza budowania Rodinii jest najlepiej udokumentowana na wschodnim brzegu Laurentcji i SW brzegu Bałtyki oraz w złożonym bloku Amazonii (Cawood i in., 2016), które stanowiły rdzeń nowo powstającego superkontynentu (np. Bogdanova i in., 2008; Li i in., 2008; Johansson, 2009).

Chociaż konfiguracja bloków w obrębie Rodinii jest nadal przedmiotem debat, przyjmuje się, że wschodnie wybrzeże obecnej Ameryki Północnej prawdopodobnie sąsiadowało z zachodnią Ameryką Południową, a zachodnie wybrzeże Ameryki Północnej było zlokalizowane obok dzisiejszej Australii i Antarktydy (fig. 9). Zderzenie Amazonii z Laurentcją było powiązane z ryftowaniem Bałtyki i Laurentcji i rotacją aż do kolizji z północnym obrzeżem Amazonii. Obrót Bałtyki, Amazonii i Afryki Zachodniej, zgodnie z ruchem wskazówek zegara względem Laurentcji, dopełnił się między 1,25 a 0,95 mld lat temu. Około 900 mln lat temu Rodinia obejmowała większość prekambryjskich bloków kontynentalnych, powstałych wcześniej w wyniku defragmentacji Kolumbii.

Procesom budowania Rodinii towarzyszyły epizody wzmózonej produkcji skorupy kontynentalnej. Do takich wniosków skłaniają, notowane w globalnych zestawieniach danych izotopowych U-Pb, powtarzające się wieki krystalizacji cyrkonów (Conde, Puetz, 2019; Johansson i in., 2022). Wskazuje się cztery kumulacje (piki) regionalnie powtarzającego się wieku krystalizacji skał magmowych tworzących skorupę kontynentalną, tj.: ~1160, ~1105, ~1058 i ~1000 mln lat temu. Kumulacja aktywności magmowej, ~1160 mln lat temu, jest notowana głównie na obrzeżach północnego Atlantyku (Labrador), zapisując się jako orogeneza grenwillska. Piki aktywności, ~1105 i ~1058 mln lat temu, występują także w orogenach środkowoazjatyckich i arabsko-nubijskich oraz na Antarktydzie.

Na przeciwnym brzegu Atlantyku (dzisiejsza Skandynawia) wzmózona aktywność jest opisywana jako orogeneza swekonorweska. Analogie w stylu przebiegu orogenezy sprawiają, że orogen swekonorweski z SW Bałtyki jest tradycyjnie postrzegany jako kontynuacja orogenu grenwillskiego we wschodniej Laurentcji (Ameryka Północna) (fig. 9).

Wydaje się jednak, że kulminacja magmowa po stronie swekonorweskiej była opóźniona o kilkadziesiąt milionów lat. Powodem diachroniczności ewolucji może być asymetria bloków, w której – podczas końcowego zderzenia obu bloków – Bałtyka stała się górną płytą, Laurentcja zaś dolną (Johansson i in., 2022).

4.5. NEOPROTEROZOIK: ROZPAD RODINII

Początek neoproterozoiku zbiega się z finałem procesu formowania Rodinii, po którym następuje krótkotrwała stabilizacja tego superkontynentu, poprzedzająca rozpoczęcie kolejnego cyklu rozpadu. Szacuje się, że okres względnej stabilizacji trwał ~150 mln lat (Li i in., 2008), między 900 a 750 mln lat temu. Cechuje go stosunkowo niewielka ilość dat radiometrycznych.

Około 850 mln lat temu w wielu lokalizacjach został zainicjowany stopniowy rozwój basenów wewnątrzkratonicznych (Halverson i in., 2021). Należały do nich: centralny superbasen Australii, basen wschodni Svalbard (we wschodniej Grenlandii), oraz baseny NW Kanady, basen ryftowy Nanhua (południowe Chiny), i środkowoafrykański pas miedziowy. Stanowią one zapis początkowej fazy rozpadu Rodinii (Li i in., 1999; Macdonald i in., 2012). Przejawy magmatyzmu w tym czasie to globalnie niewielka liczba intruzji znanych z południowych Chin i Afryki o wieku 870–850 mln lat (Li i in., 2003; Johnson i in., 2005), Skandynawii o wieku 870–845 mln lat (Paulsson, Andreasson, 2002) i podobnie, ~870 mln lat, ze szkockiego cypla Laurentcji (Dalziel, Soper, 2001). Interpretuje się je jako zwiastun ekstensji i początku procesu rozpadu.

Szczegóły paleogeografii Rodinii pozostają nadal przedmiotem debaty. Większość rekonstrukcji wskazuje, że w połączonej masie kontynentalnej znaczącą pozycję zajmowała Laurentcja, która graniczyła z Syberią, Bałtyką, Amazonią i prawdopodobnie Kalahari oraz kratonami antarktycznymi (Hoffman, 1991; Li i in., 2008; Johansson, 2014; Merdith i in., 2017).

Neoproterozoiczny proces dezintegracji Rodinii był długotrwały i diachroniczny (Li i in., 2008; Li, Evans, 2011). Główne stadium ryftowania kontynentalnego rozpoczęło się wzdłuż wschodniego i południowego obrzeża Laurentcji, kumulując się nieco ~750 mln lat temu (Su i in., 1994; Aleinikoff i in., 1995; Fetter, Goldberg, 1995). Fazę magmatyzmu sprzed 750 mln lat (późny ton) i sukcesję ryftową odnotowano także w zachodnim Kalahari w południowych Chinach. Niewątpliwie bardziej znany pozostaje końcowy etap tworzenia ryftu i związany z nim puls magmatyzmu (patrz rozdz. „Ediakar”), który miał miejsce w późnym neoproterozoiku, tj. ~615–570 mln lat temu (ediakar). Było to stadium otwarcia oceanu Japetus, najpierw między Laurentcją a Bałtyką, następnie między Laurentcją a Amazonią (Cawood i in., 2001; Cawood, Pisarevsky, 2006).

Neoproterozoik był także czasem znaczących zmian cykli biogeochemicznych, przerywanych epizodycznymi zjawiskami oziębiania Ziemi oraz pojawieniem się zwierząt wielokomórkowych (Narbonne, 2005; Harland, 2007). Turbulencja klimatyczna neoproterozoiku charakteryzowała się ochłodzeniem osiagającym stany zlodowacenia, po których następowały okresy ciepłe i wilgotne (Pierrehumbert i in., 2011). W tych warunkach, z warstwy zwietrzalej skorupy na zerodowanym paleoproterozoiczno-mezoproterozoicznym podłożu krystalicznym paleokontynentu Bałtyka (np. w NW Rosji, Estonii, na Łotwie i Litwie oraz w Polsce), zaczęła tworzyć się paleogleba (Liiwamägi i in., 2015).

4.6. NEOPROTEROZOIK: PIERWSZE ZLADOWACENIA

W neoproterozoiku Ziemia przeszła co najmniej dwa epizody silnego zlodowacenia. Były to globalne wydarzenia znane jako zlodowacenia: sturt ~717–659 mln lat temu (Rooney i in., 2015) oraz marino ~640–635 mln lat temu (Halverson i in., 2004; Rooney i in., 2015; Crockford i in., 2017; Xing i in., 2018). Nazwy (ang. *Sturtian*, *Marinoan*) pochodzą od lokalizacji Sturt Gorge i Marino Rocks koło Adelaidy w Australii. Dowody występowania rozległych pokryw lodowych są udokumentowane obecnością osadów polodowcowych – diamiktytów oraz czap węglanowych (Kirschvink, 1992; Hoffman, Schrag, 2002), którym towarzyszą formacje pasmowych osadów żelazistych BIF. Dane dotyczące wieku osadów w Ameryce Północnej (Laurentcja) wyraźnie potwierdzają teorię o trwającej na tym paleokontynencie epoce lodowcowej między 720 a 660 mln lat temu. Wiek australijskich warstw lodowcowych nieco wykracza poza wcześniej proponowany globalny przedział czasowy dla zlodowacenia sturt (Le Heron i in., 2019). Nowe daty z Chin również znajdują się w przedziale czasowym, który wcześniej uważano za okres interglacjalny (por. Harland, 2007).

Niemniej jednak dwa główne zlodowacenia w neoproterozoiku wyznaczają zasięg trwania kriogenu (720–635 mln lat). Oba epizody ochłodzenia klimatu mogły odpowiadać całkowitemu pokryciu powierzchni kontynentalnych i oceanicznych przez lód (Kirschvink, 1992). Pojawiła się hipoteza Ziemi jako kuli śnieżnej („Ziemi-śnieżki”), która pozwala wyjaśniać większość obserwacji terenowych. Dotyczy to zwłaszcza peryglacjalnych i glacialnych osadów lodowcowych (illity, diamiktyty), obserwowanych w niskich paleoszerokościach geograficznych (dane paleomagnetyczne: Evans, Raub, 2011), a także dużych wahań wartości $\delta^{13}C$ w węglanach.

Pierwszy globalny epizod rozpoczynający zlodowacenie (sturt) miał miejsce ~720–715 mln lat temu. Wyznacza on początek okresu ochłodzenia klimatu, kiedy większość kontynentów znajdowała się na niskich do umiarkowanych szerokościach geograficznych (Kirschvink, 1992; Hoffman i in., 1998). Drugi epizod (marino) rozpoczął się ~650 mln lat temu, na przelomie kriogenu i ediakaru. Zlodowacenia sturt, trwające co najmniej 40 mln lat, między 720–680 lub 720–660 mln lat temu (Le Heron i in., 2020), i zlodowacenia marino, utrzymujące się ok. 15 mln lat, między 650 a 635 mln lat temu, były najdłuższymi wieloletnimi okresami lodowymi na Ziemi. Dane paleomagnetyczne wskazują, że do ok. 716 mln lat temu zasięg przestrzenny zlodowacenia dotarł do

strefy równikowej (Macdonald i in., 2010; Evans, Raub, 2011). Osady lodowcowe z tego okresu są notowane na wielu blokach wchodzących w skład Rodinii, w tym w południowych Chinach, północnej Norwegii, wschodniej Wirginii, wschodniej Grenlandii, Szkocji, Svalbardzie, Francji, Afryce Środkowej, Brazylii i Australii Zachodniej (Harland, 2007; Long i in., 2019).

Dość istotnym miejscem do badania związków między klimatem w kriogenie, chemostratygrafia izotopową a nadejściem zlodowacenia sturt na obszarze Laurentcji pozostaje terytorium Jukonu, w NW Kanadzie (*Windermere Supergroup*), gdzie występują mieszane sukcesje węglanowe, osady silikoklastyczne z licznymi zmianami litofacji oraz warstwy bogate w skamieniałości i pokrywy wulkaniczne z pełną dokumentacją geochronologiczną. Dwie daty cyrkonowe 716,9 ±0,4 mln i 717,4 ±0,2 mln lat z Jukonu, uzyskane metodą CA-ID-TIMS, pozwoliły wskazać sam początek zlodowacenia sturt na obszarze północnej Laurentcji (Macdonald i in., 2017).

Niemal identyczny zapis czasu rozpoczęcia okresu zlodowacenia odsoniła jedna z pokryw osadowych w zachodniej części Bałtyki (Środoń i in., 2022). Warstwy osadowe formacji (suity) z „Orszy”, w zachodniej Białorusi, ukazują zapis warunków klimatu peryglacjalnego. Kolejna, położona wyżej seria Wilczanki z tillitami, była deponowana podczas głównego epizodu glacialnego. Występuje tam czapa węglanowa w postaci dolomitu z Lapichy, której wiek określa się na 709,3 ±11,8 mln lat (oznaczenia wykonane na dolomicie). Podobnie datuje warstwy z Lapichy autogeniczny skałek (wiek ~714 mln lat). Jest to pierwszy wynik bezpośredniego datowania zlodowacenia i epizodu sturt w zachodniej części Bałtyki. Maksymalny wiek osadów okolodowcowych Wilczanki określono na ~710 mln lat.

Kriogen (720–635 mln lat temu) był okresem dynamicznych zmian środowiskowych. Oprócz osadów lodowcowych, zlokalizowanych na niskich i średnich szerokościach geograficznych, w tym samym czasie na wielu paleokontynentach, w tym w: Afryce, Indiach, Kanadzie, Australii, środkowych Chinach oraz na Seszelach na Oceanie Indyjskim i Madagaskarze (Long i in., 2019), były szeroko rozpowszechnione osady wulkanogeniczne o dużej miąższości. Chociaż w okresie kriogenu zlodowaceń powierzchnia Ziemi była pokryta grubym lodem, z uwagi na wzrost globalnej aktywności wulkanicznej (defragmentacja Rodinii) oraz dopływ istotnych pierwiastków śladowych, w oceanach utrzymały się korzystne warunki wodne do przetrwania dla niektórych organizmów oceanicznych (Long i in., 2019).

Ewolucja złożonego życia (prolifercja) na początku neoproterozoiku poprzedzała okresy zlodowacenia. Przyпуска się, że zwiększona produktywność biologiczna mogła nawet doprowadzić do wzrostu poziomu O_2 w atmosferze i jednoczesnego spadku CO_2 i CH_4 . Szybki ubytek gazów cieplarnianych wydaje się być istotną przyczyną ochłodzenia. Hipoteza biotyczna zakłada, że połączone zmiany biochemiczne i geochemiczne mogły doprowadzić do globalnego ochłodzenia i zlodowacenia (Casado, 2021) oraz wyjątkowego, niepowtórzonego nigdy potem we fanerozoiku, epizodu „Ziemi-śnieżki”.

Wskazanie granicy kriogen/ediakar na całym świecie jest na ogół związane z obecnością wyraźnych czap węglanowych, które obejmują sukcesję już postglacjalną i na ogół wykazują ujemne odchylenie izotopowe ^{13}C (Knoll i in., 2004, 2006). Czapy pokrywają glacialne diamiktyty i (lub) tillity, utworzone podczas zlodowaceń na niskich szerokościach geograficznych, co wiąże się z hipotezą „Ziemi-śnieżki” (Hoffman, Schrag, 2002). Obecnie akceptowanym światowym wzorcem (GSSP) górnej granicy kriogenu pozostaje diamiktyt formacji z Elatiny, w profilu Enorama Creek w Południowej Australii. Natomiast czapa węglanowa u podstawy formacji z Nuccaleeny, w Górach Flinders w okolicach Melbourne w Australii, jest uznawana za początek ediakaru (Knoll i in., 2006), chociaż do miana granicy kriogenu-ediakarskiej pretenduje także seria czap węglanowych z Brazylii. Pokrywają one osady glacialne zlodowacenia marino (~635 mln lat temu) o miąższości ok. 100 m, stanowiąc w Ameryce Południowej najlepiej zachowaną granicę między kriogেনem (720–635 mln lat temu) a ediakarem (635–538,8 mln lat temu). Występującą tam pokrywę węglanową, o miąższości ok. 40 m, cechują ujemne wartości $\delta^{13}C$ i wahanie $^{87}Sr/^{86}Sr$ zgodne z wiekiem wczesnego ediakaru (Nogueira i in., 2019).

RODINIA 950–750 mln lat temu rekonstrukcja około 900 mln lat temu



orogeny Proto-Rodinii: swekonorweski (SN); Putumayo (Pu); Sunsas; Grenville; podłoże Arequipa-Antofalla (AAB); Pampean (Pm); Namaqua-Natal (Na-Na); Llanos (LI); pasmo Maud (MB); Albany-Fraser (AFO); Musgrave Province (MP)

dominujący wiek 1300–1750 mln lat

dominujący wiek 1750–2000 mln lat

dominujący wiek > 2000 mln lat lub nierozróżniony

FIG. 9. Superkontyent Rodinia i jego konfiguracja na początku neoproterozoiku, ~900 mln lat temu, z pasami orogenicznymi grenwillskim, swekonorweskim i Sunsas w centrum Rodinii, rekonstrukcja wg Johanssona i in. (2022). Pozycja Indii, południowych Chin i Konga w tym modelu jest niepewna; objaśnienia jak na figurze 7

5 Chronostratygrafia prekambriu na obszarze Polski

Dotychczas zgromadzone wyniki oznaczeń wieku, uzyskanych głównie izotopową metodą U-Pb na cyrkonach, nie potwierdzają występowania na obszarze Polski formacji skalnych, powstałych bezpośrednio przed 2,5 mld lat temu.

Rozdział prezentuje zaktualizowaną dokumentację, w której – w układzie chronologicznym – przedstawiono skały powstające w konkretnym czasie geologicznym. Dane z obszaru Polski znajdują potwierdzenie w wynikach izotopowych badań geochronologicznych, stanowiących podstawę do korelacji (tab. 5, 6). Ilość prezentowanego materiału dokumentacyjnego rośnie wyraźnie wraz z przechodzeniem do coraz młodszych utworów, co jest jak najbardziej naturalne i wiąże się z szerszym rozprzestrzenieniem młodszych utworów.

Specyficzną kategorią pozostają relikty starszego materiału (najczęściej w postaci odpornych faz mineralnych takich jak cyrkon) obejmujące eotem archaik. Jest to materiał detrytyczny lub odziedziczony, często nieznanego pochodzenia, wmontowany w młodsze skały w wyniku procesów geologicznych, takich jak sedymentacja czy metamorfizm (tab. 5).

W podobny sposób dowody recyklingu są interpretowane jako zapis pozostałości najstarszej skorupy na Ziemi (patrz podrozdz. 1.2.2). Pozycja chronostratygraficzna utworów ze starszymi relikdami ostatecznie pozostaje zdeterminowana wiekiem podstawowej skały. Niewątpliwie obecność śladów starszego materiału w skale macierzystej niesie istotną informację o wcześniejszych etapach ewolucji geologicznej skorupy.

5.1. ERATEM NEOARCHAİK 2800–2500 MLN LAT TEMU – RELIKTY MATERIAŁU ODZIEDZICZONEGO

Zrąb Rzeszotar

Magmowy protolit z migmatytu z bloku Rzeszotar stanowi ślad najstarszej skorupy udokumentowanej na obszarze Polski. W próbie migmatytu z otworu wiertniczego Rzeszotary 2, z głęb. 900–910 m, wśród datowanych cyrkonów, 13 na wykonanych 21 analiz (fig. 10A), wskazuje na neoarchaiczny wiek odziedziczonych środków ziaren, z datami ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb rozproszonymi w zakresie ~2765–2570 mln lat (Żelaźniewicz, Fanning, 2020). Wyniki w większości są dyskordantne (od +47 do +8% disc.), co utrudnia precyzyjną kalkulację wieku protolitu. Znaczne wahania wartości parametru Th/U w cyrkonach, od <0,1 do 0,75, sugerują ich zróżnicowaną genezę, w tym metamorficzne pochodzenie części ziaren.

Pojedyncze, neoarchaiczne cyrkonki w profilu otworu Rzeszotary 2 były opisywane również w gnejsach felzytowych (Bylina i in., 2000). Ich wiek określono na podstawie przecięcia konkordii na ~2,7 mld lat (metoda U-Pb TIMS). Ostateczny czas powstawania skał krystalicznych zrębu (bloku) Rzeszotar wskazuje jednak na wczesny proterozoik (fig. 10B).

Cechy geochemiczne skał (skład toleitu IAT/MORB) oraz jeden z najstarszych zanotowanych w Polsce wieków modelowych całej skały (Nd T_{DM} 3,2–3,0 mld lat), a także powszechnie rejestrowany w skałach wiek materiału odziedziczony, wskazują, że amfibolity mogą stanowić relikty neoarchaicznej skorupy uformowanej ~2,75–2,6 mld lat temu w środowisku młodego łuku magmowego, przy subdukcji litosfery oceanicznej. Późniejsza ewolucja we wczesnym paleoproterozoiku doprowadziła do syntektonicznej migmatyzacji (Żelaźniewicz, Jastrzębski, 2021). Według tych autorów potencjalnie macierzystych archaicznych bloków można szukać wśród kratonów takich jak Zimbabwe i Kaapvaal, Dharwar, a nawet fragmente Sarmacji.

5.2. ERATEM PALEOPROTEROZOIK 2500–1600 MLN LAT TEMU

Na obszarze Polski najstarszy w paleoproterozoiku okres (tab. 1), sider (2500–2300 mln lat temu), nie ma udokumentowanego zapisu geologicznego procesów formowania się skorupy (fig. 11). Stosunkowo rzadko w skałach klastycznych są notowane pojedyncze detrytyczne ziarna cyrkonów tego wieku. Bardziej wyraziste ślady

materiału odziedziczony i jego pochodzenia dotyczą okresu riak. Główne jednak wydarzenia, wpływające na budowanie podłoża krystalicznego w Polsce, miały miejsce w orosirze i staterze. Rozmieszczenie poszczególnych domen skorupowych i charakter magmatyzmu ilustruje diagram (fig. 11) i mapa (fig. 8).

5.2.1. System / okres riak, 2300–2050 mln lat temu

Relikty materiału pochodzącego ze skał z riaku są widoczne w postaci populacji odziedziczonych ziaren cyrkonu. Skała w profilu Kaplonosy IG 1 (fig. 12A), opisana jako granitoid „metasomatyczny” (Kubicki, Ryka, 1982) albo migmatyt (Krzemińska i in., 2017), zawiera kilka populacji cyrkonów. Wyrazistą grupę materiału odziedziczony tworzą ziarna z przedziału wieku 2075–2055 mln lat (fig. 12B–D), co świadczy o procesie przerabiania (recyklingu) skorupy uformowanej w riaku. Skały z tego wieku stanowią charakterystyczny element najmłodszej skorupy na NW brzegu Sarmacji, w orogenic Teterew Inguł. Jest to pasmo tworzące się ok. 2,15–2,05 mld lat temu, w postaci licznych intruzji maficznych i felzytowych skał magmowych, na zachód od Żytomierza. Występują tam granitoidy z kompleksu żytomińskiego i szermietwskiego o wieku poszczególnych ciał magmowych, od 2077 ± 8 mln lat, np. Krasna Hirka i Buki, do 2061 ± 11 mln lat, np. Serby, na Ukrainie (Shumlyansky i in., 2018). Podobne skały magmowe są obecne na Białorusi, w kompleksie Kopan o wieku 2059 ± 9 mln lat (Kuzmienkova i in., 2019). Powstawanie tego rozległego pasma magmowego było związane z ekstensją i rozwarstwieniem płaszczki litosferycznej po kolizji Sarmacji z Wołgo-Uralią, tj. 2,1–2,05 mld lat temu (Shumlyansky, i in., 2017). Wszystkie intruzje tego rejonu świadczą o dość podobnym czasie tworzenia się skorupy w skrajnie zachodniej Sarmacji. Znaczący udział cyrkonów tego wieku (2,1–2,05 mld lat) w protolicie migmatytów w rejonie otworu Kaplonosy IG 1 wskazuje na związek przestrzenny z blokiem Sarmacji.

5.2.2. System / okres orosir, 2050–1800 mln lat temu

Zapis geologiczny dotyczący orosiru staje się coraz pełniejszy, ponieważ jest to główny okres formowania się skorupy w Polsce. Dane dotyczące wczesnego orosiru nie są powszechne. Relikty skał z tego okresu pochodzą z dwóch odrębnych bloków skorupowych. Pierwszy dotyczy egzotycznej struktury zrębu Rzeszotar w okolicach Krakowa, w obrębie bloku górnośląskiego, na głębokości poniżej 900 m. Drugi jest związany z podłożem krystalicznym kratonu wschodnioeuropejskiego, a precyzyjniej – części położonej na SE od Lublina (Krzemińska i in., 2017; Żelaźniewicz, Fanning 2021; Johansson i in., 2022). Pozostałe przykłady dotyczą formacji skalnych utworzonych w późnym orosirze (1,84–1,80 mln lat temu) i odnoszą się do budowy kratonu w NE Polsce. Skały nie są dostępne w odsłonięciach. Znane są wyłącznie z głębokich otworów wiertniczych. Wszystkie są opisane szczegółowo w dalszej części tekstu.

Dolny orosir: granitoidy i migmatyt z bloku Rzeszotar

Najstarsze skały krystaliczne uformowane w orosirze są reprezentowane przez zmigmatyzowane amfibolity i granitoidy w otoczeniu gnejsów oraz łupków. Występują w rejonie położonym na SSE od Krakowa, w kilku otworach wiertniczych (Rzeszotary 1, 2; Dobczyce 1 i 4 oraz Wiśniowa 6) pod utworami dolnokambryjskimi lub bezpośrednio pod osadami jurajskimi (Moryc, Heflik, 1998; Buła, Żaba, 2008; Żelaźniewicz, Jastrzębski, 2021).

Tworzą one strukturę tektoniczną znaną jako zrąb Rzeszotar, ograniczoną przez strome uskoki normalno-zrutowe o amplitudzie przekraczającej nawet 1500 m (Żelaźniewicz i in., 2011). Ten wąski element strukturalny o przebiegu NNW–SSE, kontaktujący ze strefą uskoku Kraków–Lubliniec, występuje w obrębie bloku górnośląskiego i brunowistulikum. Stanowi jednak jego egzotyczny element.

Datowania izotopowe U-Pb cyrkonów (Żelaźniewicz, Fanning, 2020) ze skał wiercenia Rzeszotary 2 (fig. 10A, B), z głęb. 900–910 i 950–960 m, wskazały wiek krystalizacji granitoidu na ~1997,8 ± 3 mln lat (średnia ważona z 13 dat Pb-Pb) oraz wieku neosomu migmatytu na ~2002,9 ± 3 mln lat. Chociaż w skałach występują także relikty skorupy neoarchaicznej (~2,75–2,6 mld lat) to w obu przypadkach zapis chronostratygraficzny wskazuje na wczesny

TAB. 5. Paleoproterozoik, zestawienie danych o wieku skał obejmujące riak, orosir oraz stater. Dane zebrane z obszaru podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej: Mansfeld (1996); Claesson i in. (2001); Åhäll i in. (2002); Johansson i in. (2006); Motuza i in. (2008); Vējelytė (2011); Bogdanova i in. (2015); Shumlyansky i in. (2016); Krzemińska i in. (2017, 2021); Skridalite i in. (2021)

Domena	Lokalizacja / okres	Typ magmatyzmu	Typ skał	Otwory wiertnicze (głębokość w m)	Wiek protolitu [mln lat]	Wiek metamorfizmu [mln lat]	Korelacja, rejon i wiek [mln lat]
	RIAK				RIAK		
S				Kaplonosy IG (1896)	2078 ± 15 (relikty)	1797	NW Ukraina 2077 ± 16 2071 ± 0,3 2078 ± 2 2078 ± 15 2069 ± 4 2063 ± 12
	OROSIR				OROSIR		
S	pasmo okolowsko-goleszowskie oraz strefa borysowsko-janowska			Holeszów IG 2 (474) Parczew IG 1 (2324) Niwa 1 (2440) Radzyń IG 1 (1718) Siedliska 1 (3048)	1968 ± 14 1926 ± 10 1924 ± 9,4 1884 ± 17 1869 ± 13		Białoruś 1982 ± 26 1998 ± 10 1998 ± 10 1902 ± 2 1900 ± 37
F	białorusko-podlaskie pasmo granulitowe	synorogeniczny	granodioryt maficzny granulit maficzny granulit	Narejki IG 2 (444) Mielnik IG 1 (1800) (1771) Czyże IG 1 (1070) Narejki IG (472)	1854 ± 11 1856 ± 9 1848 ± 19 1839 ± 19 1778 ± 14	1800 ± 10	Białoruś 1860 1856,9 ± 2,1 1856 ± 2 1833,4 ± 1,1 1846,2 ± 1,3 1786 ± 15
F	domena zachodniolitewska / środkowolitewska	subdukcyjny		Łanowice PIG 1 (1485) (1405) (1382) (1162)	1881 ± 16 1875 ± 9,8 1842,3 ± 6,4 1849,9 ± 9 1836 ± 7		Litwa ELD 1887 ± 9 1870 ± 13 WLD 1848 ± 6 1836 ± 17 1839 ± 15
F		synorogeniczny	granit	Jastrzębna IG 1 (514) Okuniew IG 1 (4295) Pietkowo IG 1 (1317) Rajsk (906) Wyszaków IG 1 (2378) Mońki IG 2 (1240) Tajno IG 5 (662) Bargłów IG 2 (706) Rajgród IG 1 (690) Rydzewo IG 1 (740) Drygały IG 1 (908) Łomża IG 2 (1275) Wrotnów IG 1 (2039)	1826 ± 12 1810 ± 6 1818 ± 15 1826 ± 6 1811 ± 10 1836 ± 8 1829 ± 8 1837 ± 18 1838 ± 17 1828,3 ± 11 1829,6 ± 9,7 1823,4 ± 9,5 1802,9 ± 8,7 1800 ± 8,7		Litwa WLD/MLD 1810 1815 ± 20 1814 ± 20 1832 ± 5 Szwecja OJB 1834 ± 3 1800 ± 8 1823 ± 2
	STATER				STATER		
F		późnorogeniczny		Wigry IG 1 (632,6) Pułtusk 1 (2303) Stadniki IG 1 (1553) Kałużyn 1 (3187) Łuków IG 1 (990) Wisznice IG 1 (458) Holeszów IG 2 (509)	1797 ± 5,7 1799 ± 8,5 1798 ± 10 1792 ± 6 1799 ± 6 1798,6 ± 9,6 1799 ± 9,8		NW Ukraina 1793 ± 3 1789 ± 9 1791 ± 5 1799 ± 10 1787 ± 6 1797 ± 10 1791,7 ± 9,3
F	domena dobrzyńska	synorogeniczny		Nidzica IG 1 (2317) Olsztyn IG 2 (2760) Dębowiec Warmiński 2 (2798) Henrykowo 1 (2610) Kiwajny 1 (2841) Prabuty IG 1 (3709)	1819 ± 34 1775 ± 14 1762 ± 18 1772 ± 18 1758 ± 13 1758 ± 12	1506 ± 16 1504 ± 10 1470 ± 18	Litwa MLD 499 ± 12
F	pasmo Pomorze-Blekinge	synorogeniczny	tonalit tonalit granodioryt tonalit granodioryt tonalit granit granodioryt dioryt granodioryt alkaliczne gabro	B7-1/91 (2739) B6-1/82 (1867) Darżlubie IG 1 (3517) B6-2/85 (1857) B8-1/83 (2547) Żamowiec IG 1 (3273) B5-1/01 (2285) Hel IG 1 (3506) B21-1/95 (2275) Stupsk IG 1 (5111) B2-1/80 (2942)	1791 ± 8 1780 ± 9 1779 ± 8 1776 ± 7 1764 ± 6 1762 ± 6 1760 ± 7 1760 ± 5 1760 ± 8 1750 ± 5 1750 ± 5	1724 ± 5	Blekinge: 1779 ± 5 1776 ± 6 1774 ± 5 1768 ± 5 1766 ± 6 1765 ± 6 1763 ± 7 1751 ± 12 1751 ± 15 1745 ± 12 Öland 1799,8 ± 3 1784,9 ± 5,7 Bałtyk 1799 ± 4 1764 ± 7

domeny związane ze skorupą bloku: S – Sarmacji; F – Fenoskandii; objaśnienie skrótów nazw domen: ELD – wschodniolitewska; WLD – zachodniolitewska; MLD – środkowolitewska; OJB – pasmo Oskarshamn-Jönköping

5 Chronostratygrafia prekambriu na obszarze Polski

5

Chronostratygrafia prekambru na obszarze Polski

TAB. 6. Mezoproterozoik, zestawienie danych o wieku skal obejmujące kalim oraz sten. Dane zebrane z obszaru podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej: Krzemińska i in. (2017, 2022); Wiszniewska, Krzemińska (2022); Grabarczyk-Gurba (2022); Gurba i in. (2023)

Blok	Lokalizacja	Typ magmatyzmu	Typ skal	Otwór wiertniczy	Wiek [mln lat]	Korelacja z innymi strukturami platformy
F	kompleks mazurski masyw suwalski	AMCG	anortozyt	J. Szlinoziemskie PIG 1	1513 ±6	Ragunda
			anortozyt	J. Szlinoziemskie PIG 1	1505 ±6	AMCG
F	masyw Sejn	AMCG	anortozyt	Krzemińska H	1507 ±3	1514 ±5
			anortozyt	Krzemińska H	1506 ±17	1505 ±12
			anortozyt	Łopuchowo IG 1	1509 ±3	
			granodioryt	Krasnopol IG 6	1507 ±6	Litwa Kabeliai
			granitoid typu A	Łopuchowo IG 1	1513 ±6	1505 ±11
			granitoid typu A	Goldap IG 1	1502 ±2	1486 ±5 (Re-Os)
			granitoid typu A	Filipów IG 1	1499 ±8	
			granitoid typu A	Bilwinowo IG 1	1542 ±20	
			czarnokit	J. Okragle IG 1	1559 ±37	
			mineralizacja Fe	Udryń	1556 ±94	
			mineralizacja Fe	Boksze IG 1	1512 ±1	
			granitoid typu A	Krasnopol IG 6	1525 ±4	
F	Warmia	AMCG	granitoid typu A	Żelazna Góra 2	1517 ±15	Ródó AMCG
			granitoid typu A	Dębowiec Warmiński 3	1520 ±21	1513 ±5
			granitoid typu A	Klewno IG 1	1461 ±33	1497 ±6
			granitoid typu A	Bartoszyce	1522 ±2	Noran AMCG
F/S	Podlasie	AMCG	granitoid typu A	Barciany 1	1499 ±4	1469 ±10
			granitoidy typu A	Pietkowo IG 1	1495 ±4	1492 ±5
F	Kaszuby intruzja kościerska	AMCG	granitoid typu A	Kościierzyna IG 1	1494 ±14	Mosty (Białoruś)
F	Kaszuby intruzja kościerska	AMCG	granitoid typu A	Nowa Kościelnica 1	1495 ±13	E
			granitoid typu A	Malbork IG 1	1495 ±9	
F	Bałtyk wyłączna strefa ekonomiczna	AMCG	granitoid typu A	B16-1/85	1472 ±10	Rugia
			granitoid typu A	B3-1/81	1454 ±10	1460 ±3 Bornholm
			granitoid typu A	B4-1/81	1451 ±10	1450 ±5
						1456 ±8
						1460 ±7
						1462 ±5
						1460 ±7
F/S	Podlasie	typ S	aplit	J. Szlinoziemskie PIG 1	1488 ±6	Litwa Varena
			aplit	Boksze IG 1	1483 ±14	1497 ±7
F	masyw suwalski	typ S	aplit	Boksze IG 1	1489 ±6	1495 ±6
			aplit	Krzemińska 72	1482 ±9	1484 ±4
			aplit	Udryń 18	1482 ±54	
			pegmatyt	Udryń 18	1476 ±23	
			aplit	Udryń 18	1486 ±11	
			aplit	Jeleniewo 2	1476 ±5	
			aplit	Jeleniewo 5	1490 ±7	
			aplit	Jeleniewo 4	1482 ±23	
			korona (zrn) na ilmenicie	Łopuchowo IG 1	1475 ±5	
			pegmatyt	Łopuchowo IG 1	1488 ±38	
			aplit	Łopuchowo IG 1	1480 ±14	
			F/S	Podlasie	typ S	granit
F	Kaszuby pogranicze intruzji kościerskiej		paragnejs	Gdańsk IG 1	1492 ±12	
					1499 ±5,4	
F	pogranicze masywu Sejn	alkaliczny	lamprofiry	Wigry IG 1	1153 ±33	
				Sejny IG 1	1110 ±33	
					1083 ±32	

domeny związane ze skorupą bloku: S – Sarmacji; F – Fennoskandii

FIG. 10. Diagramy konkordii dokumentujące wiek najstarszego magmowego protolitu na podstawie analiz U-Pb cyrkonów z próbek skal pochodzących z egzotycznej struktury zrzębu Rzeszotary. A – próbka migmatytu; B – próbka granitoidu. Dane na podstawie Żelazniewicza, Fanninga (2020)

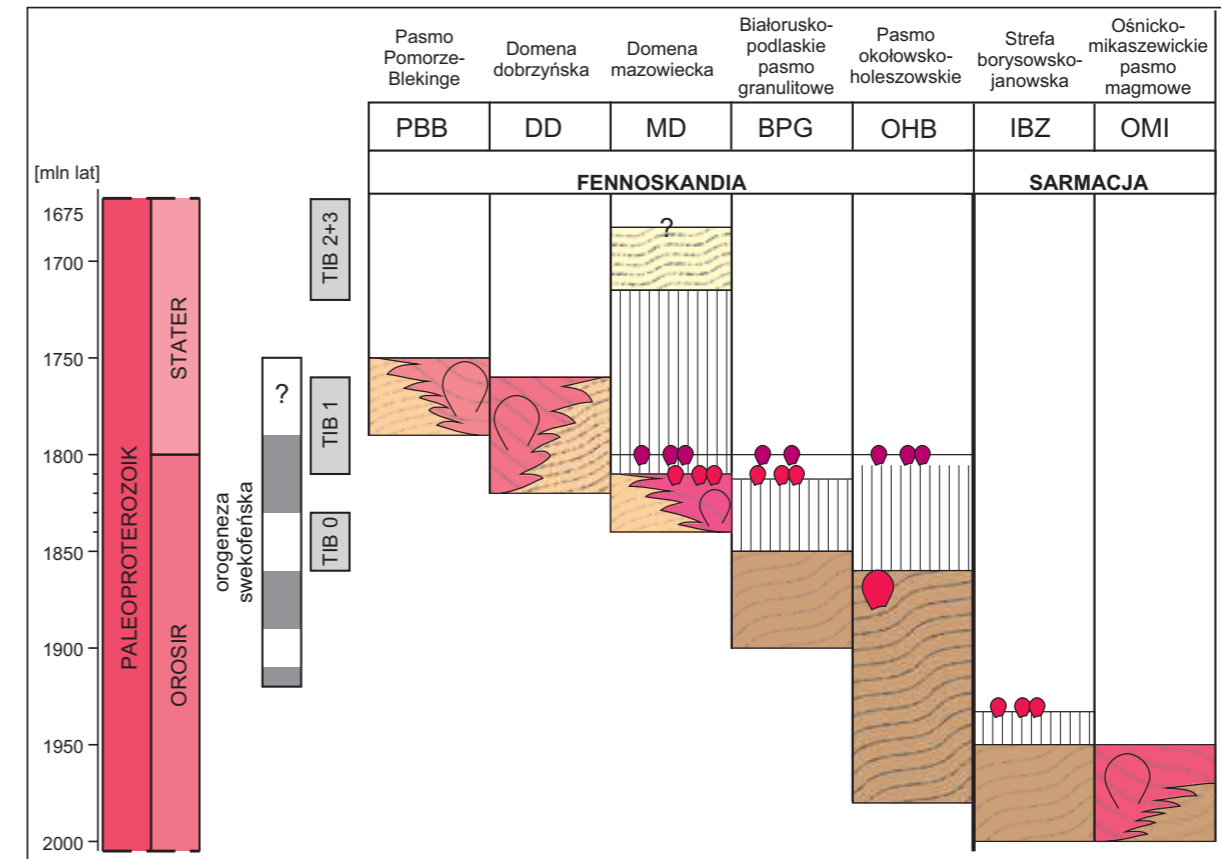
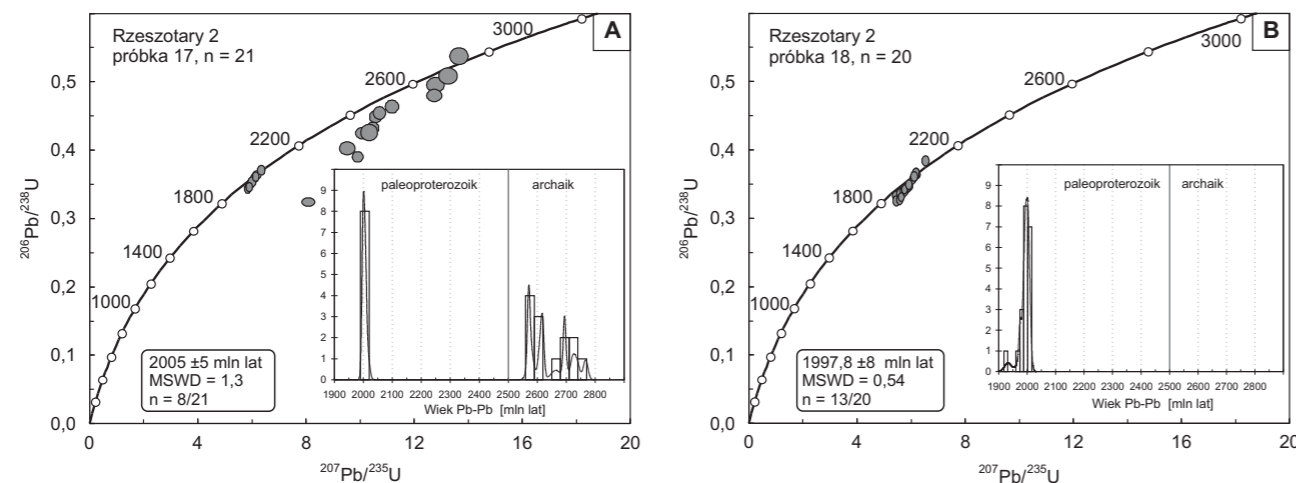


FIG. 11. Schemat rozmieszczenia i charakter magmatyzmu w paleoproterozoiku w domenach skorupowych podłoża krystalicznego NE Polski, wyróżnionych na nowej mapie kratonu wschodnioeuropejskiego z modyfikacjami (Krzemińska i in., 2017; Skridlaite i in., 2021). Dla porównania zaznaczono fazy orogenezy swekofeńskiej oraz fazy magmatyzmu TIB: TIB-0 (1,85–1,84 mld lat), TIB-1 (1,81–1,76 mld lat), TIB2+3 (1,72–1,66 mld lat). (Lahtinen i in., 2005; Salin i in., 2019)

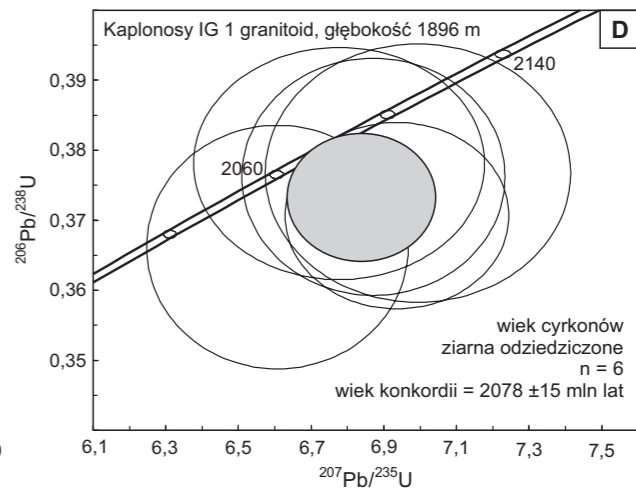
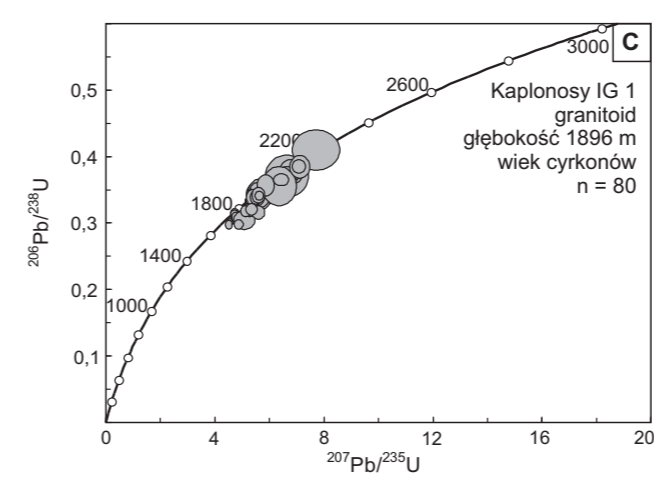
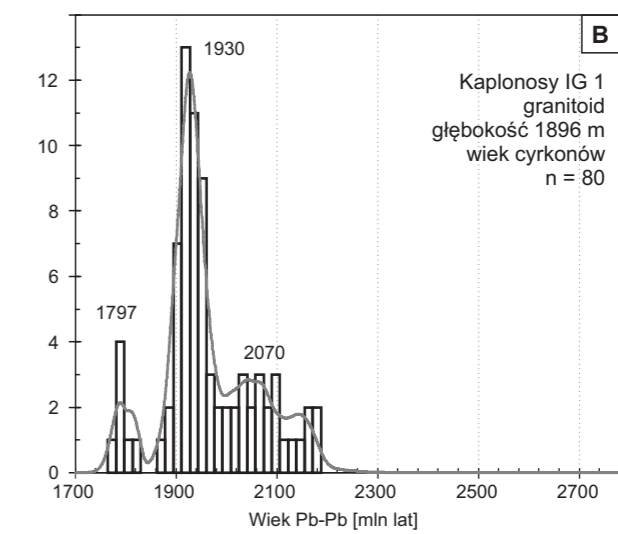


FIG. 12. Przykłady reliktyw najstarszego materiału w podłożu krystalicznym, profil otworu Kaplonosy IG 1: A – zmigmatyzowany granit, próbka rdzenia z głęb. ok. 1896 m; B – populacje odziedziczonych cyrkonów, w tym ziarna z późnego riaku, wiek krystalizacji 2075–2055 mln lat; C – projekcja wieku wszystkich datowanych cyrkonów na diagramie konkordii; D – wiek krystalizacji najstarszej grupy cyrkonów ~2078 ±15 mln lat

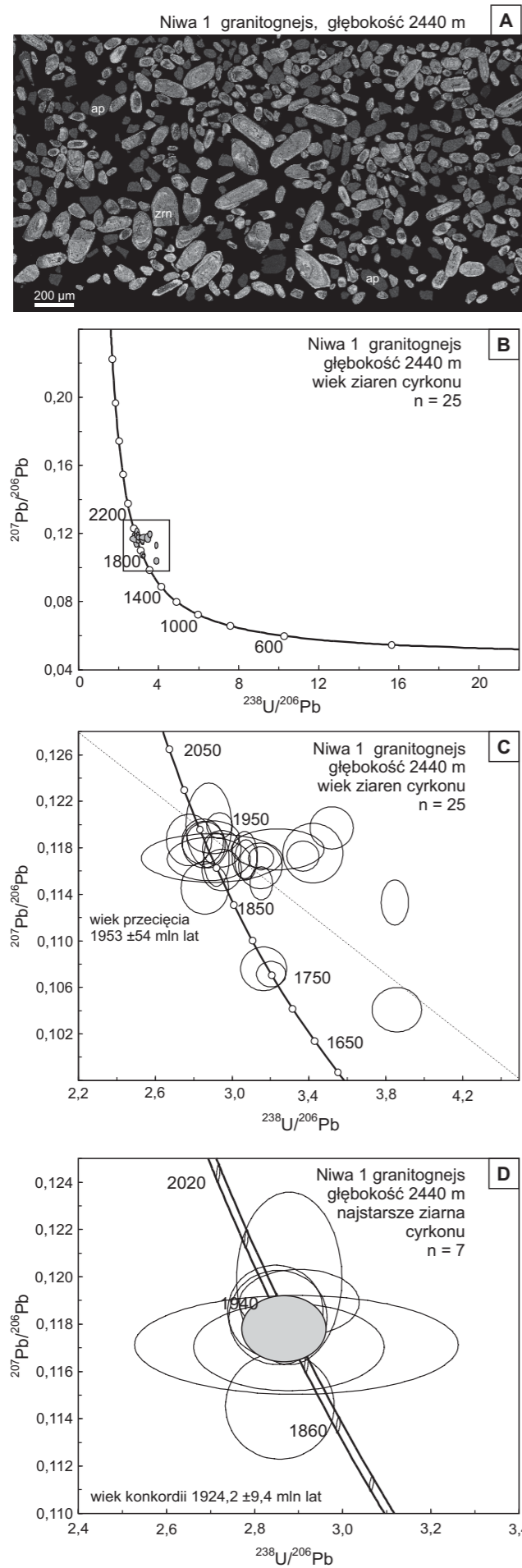


FIG. 13. Granitognejs z profilu Niwa 1, głęb. 2440 m: A – kolekcja cyrkonów wykorzystana do badań geochronologicznych (próbka z dużą liczbą kryształów apatytu), obraz BSE z mikroskopu elektronowego; B – projekcja wszystkich wyników analiz U-Pb cyrkonów na diagramie konkordii; C – dominująca grupa cyrkonów – wiek ~1954 mln lat oraz zapis młodszych wydarzeń przed 1750 mln lat na diagramie konkordii; D – wycinek konkordii z naniesionymi wynikami analiz najstarszych ziaren, na podstawie którego oszacowano wiek protolitu

orosir, ~2,0 mld lat temu, jako zasadniczy wiek skały. W swojej dalszej ewolucji egzotyczny terran Rzeszotar, w neoproterozoiku, stał się częścią przedpola orogenu kadomskiego w Europie Środkowej.

Środkowy orosir: późnoorogeniczne intruzje na zachodnim brzegu Sarmacji

W tej grupie znajdują się zmetamorfizowane skały magmowe, położone na pograniczu bloku Sarmacji (Krzemińska i in., 2017), w SE Polsce. Zdeformowane, czerwone, średniokrystaliczne granitoidy (granitognejsy) widoczne w profilu otworu Niwa 1 (głęb. 2402–2440,5 m) mają skład kwarcowo-biotytowego monzonitu z podrzędnym udziałem hornblendy i tytanitu. Skały te należą do serii alkaliczno-wapniowej, magnezowej, mają charakter słabo peraluminowy. Wykazują cechy pośrednie między granitoidami typu S a I. Zespół tych parametrów geochemicznych sugeruje późnoorogeniczny charakter magmatyzmu. Strukturalnie utwory te znajdują się w obrębie strefy borysowsko-janowskiej, wydzielonej na mapie podłoża krystalicznego (Krzemińska i in., 2017). Przypuszczalnie jest to kontynuacja jednostki, której większa część znajduje się na Białorusi, za uskokiem Mińska. Nieliczne badania geochronologiczne ze środkowej Białorusi dokumentują wiek skał magmowych od 1982 ± 28 i 1975 ± 10 do 1902 ± 2 mln lat (Bogdanova i in., 1995; Aksamentova, Tolkachikova, 2012). Podobne daty (jak 1983 ± 8 i 1989 ± 10 mln lat – L. Shumlyansky, informacja ustna, 2021; Johansson i in., 2022) pochodzą z dalszej, wschodniej części Białorusi, np. rejon Bobrujska. Dane te były wskazówką do interpretacji i korelacji wyników badań geochronologicznych zdeformowanych granitoidów z profilu otworu Niwa 1, gdzie pomiary izotopowe na cyrkonach rejestrują wieki ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb od 1992 ± 36 do 1916 ± 33 mln lat. Część analiz cyrkonów ze spągu otworu (z głęb. ~2440 m) charakteryzowała się znacznym stopniem dyskordancji wyników, co świadczy o epizodzie rozszczelnienia układu izotopowego, który miał miejsce prawdopodobnie ~1954 mln lat temu (fig. 13 B). W najlepiej zachowanych kryształach czas krystalizacji skały sugeruje wiek 1924 ± 9 mln lat (fig. 13). Wiek modelowy całej skały – T_{DM} 2,07 mld lat – i dodatnia wartość parametru ε_{Nd} (+1,4), obliczonego dla wartości wieku 1924 mln lat, potwierdzają względnie juwenilne źródło magmy.

Górny orosir: granitoidy późnoorogeniczne na pograniczu Sarmacji

Granitoidy z otworu wiertniczego Radzyń IG 1, na głębokości od 1669,5 m do spągu otworu (miąższość co najmniej 52 m), stanowią zapis aktywności magmowej z późnego orosiru. Występujące tu różowe, średnioziarniste, leukokratyczne granity biotytowe (fig. 14A) z podrzędnym udziałem hornblendy, geochemicznie należą do serii alkaliczno-wapniowej i alkalicznej o charakterystyce od magnezowej do żelazistej. Sygnatury geochemiczne granitoidów (granity typu I) oraz właściwości metaluminowe do peraluminowych, sugerują późnoorogeniczny charakter magmatyzmu. Wiek modelowy skały T_{DM} 1,9–2,1 mld lat oraz dodatnie wartości parametru ε_{Nd} w zakresie od +3,1 do +0,2 wskazują na magmę wytopioną z bardzo lub umiarkowanie juwenilnego protolitu magmowego. Wiek cyrkonów 1884 ± 17 mln lat z granitu alkalicznego jest tylko nieznacznie młodszy od wieku modelowego (Krzemińska i in., 2017). W wypadku skał z otworu Radzyń IG 1 jest to kolejny przykład jednostki strukturalnej, której większa część stanowi kontynuację w podłożu krystalicznym Białorusi, wspólnie tworząc pasmo hołeszwosko-okołowskie. W strukturach położonych wzdłuż zachodniej granicy Sarmacji wyraźnie brakuje danych na temat wieku skał, co jest wynikiem słabego rozpoznania geochronologicznego obszaru Białorusi (Makhnach i in., 2001; Bogdanova i in., 2015; Johansson i in., 2022).

Górny orosir: czarnokity późnoorogeniczne w obrębie bloku Fennoskandii (1,88–1,84 mld lat temu)

Paleoproterozoiczne czarnokity, czyli granitoidy z ortopiroksenem, są formacją skalną charakterystyczną dla podłoża krystalicznego zachodniej Litwy. W Polsce zostały rozpoznane w spągowej części profilu otworu Łanowicze PIG 1, na głęb. 1391,0–1510,0 m (Bagiński, Krzemińska, 2005; Bagiński, 2006; Krzemińska i in., 2019), zlokalizowanym na zachód od anortozytowej intruzji suwalskiej. Występują tam zmetamorfizowane, średnio- i gruboziarniste hiperstenowe odmiany granodiorytu, tonalitu i granitu (fig. 15). Wiek skał udokumentowany w profilu Łanowicze PIG 1 jest zmienny (fig. 16). W zależności od głębokości wynosi od 1881 ± 16 i 1876 ± 10 mln lat (głęb. 1485 m) do 1842,3 ± 6,4 mln lat (głęb. 1405 m) oraz 1849,9 ± 9 mln lat (głęb. 1382 m) i 1836,5 ± 7,4 mln lat (głęb. 1162 m). Skały mają wapniowo-alkaliczne i magnezowe charakterystyki geochemiczne. Zawartość diagnostycznych pierwiastków śladowych (Y, Yb, Nb, Zr, Ta, Nb/Th) podkreśla cechy granitoidów z aktywnej krawędzi kontynentu zaangażowanej w etapie subdukcji (Krzemińska i in., 2019). Cały kompleks magmowy ma charakter umiarkowanie peraluminowy, co wskazuje na granitoidy typu S, rzadziej typu I. Wiek modelowy czarnokitów T_{DM} mieści się w przedziale 2,06–1,95 mld lat. Wartości parametru ε_{Nd} są wyłącznie ujemne w zakresie od –2,5 do –1,3, co wskazuje na ich skorupowe pochodzenie.

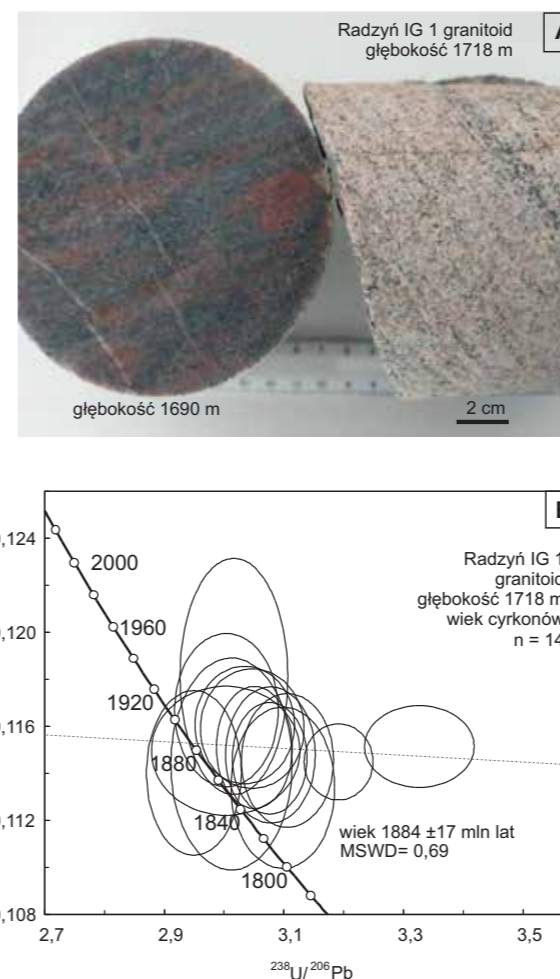


FIG. 14. Granit z profilu Radzyń IG 1: A – fragmenty rdzenia wiertniczego, w tym świeży przekrój z głęb. 1690 m (granit) oraz próbka z głęb. 1718 m (granit alkaliczny) wytypowana do badań geochronologicznych; B – diagram konkordii ilustrujący czas krystalizacji cyrkonów i wiek wskazujący na późny orosir

Czarnokity, występujące w rejonie mazurskim w otworze Łanowicze PIG 1, stanowią unikatowy relik skorupy powstałej przed mezoproterozoikiem. Dane geochemiczne, w tym izotopowe, ujawniły podobieństwo do skał z litewskich domen tektonicznych: rozczłonkowanej domeny wschodnioliteńskiej, gdzie najstarsza kontynentalna skorupa była formowana już ~1,89–1,87 mld lat temu, SE części domeny środkowoliteńskiej, gdzie wiek skał mieści się w przedziale 1,86–1,84 mld lat (Skridlaite i in., 2021), a także domeny zachodnioliteńskiej (WL), w której czarnokitoidy (charnokitoids – nazwa dla czarnokitów na Litwie) synorogeniczne, np. batolit kuroński (Kuršiai, Litwa), o wieku 1,85–1,82 mld lat (Motuza i in., 2008; Motuza, Motuza, 2011).

Górny orosir: synorogeniczne granitoidy, tonality, dioryty ~1,85–1,83 mld lat temu

System orosir obejmuje znacznie liczniejszy zestaw skał plutonicznych. W tej grupie znalazły się tonaliny w profilu z wierceń Narejki IG 1 i IG 2 na Podlasiu, poniżej głęb. 448 i 435 m (Krzemińska i in., 2017). W tym czasie powstał również kompleks skał plutonicznych w północnej części domeny mazowieckiej (fig. 17). W większości zdeformowane granitoidy (tonality, dioryty i granodiority, monzonity, monzodiority) występują w profilach otworów: Bargłów IG 1, IG 2 (poniżej 635,5 i 618,7 m), Tajno IG 5 (poniżej 601 m), Rajgród IG 1 (poniżej 684,7 m), Drygaly IG 1A (poniżej 886,5 m), Rydzewo IG 1 (poniżej 702,6 m), Pietkowo IG 1 (poniżej 1310 m) i należą do serii wapniowo-alkalicznej o charakterystyce geochemicznej, typowej dla środowiska łuku wulkanicznego. Struktura skał jest grubo- i średnioziarnista, niekiedy porfirowa. Skały granitoidowe mają charakterystyki magnezowe, metaluminowe i reprezentują granity typu I. Wiek krystalizacji magmowego protolitu oznaczony na cyrkonach waha się od 1846,5 ± 9,4 mln lat (Narejki IG 1) do 1839,6 ± 20 mln lat (Tajno IG 5), 1838 ± 17 mln lat (Bargłów IG 1), 1832 ± 10 mln lat (Rajgród IG 1), 1829,6 ± 9 mln lat (Rydzewo IG 1) bądź 1823,4 ± 9,5 mln lat (Drygaly IG 1A). Wiek modelowy TDM dla tych skał

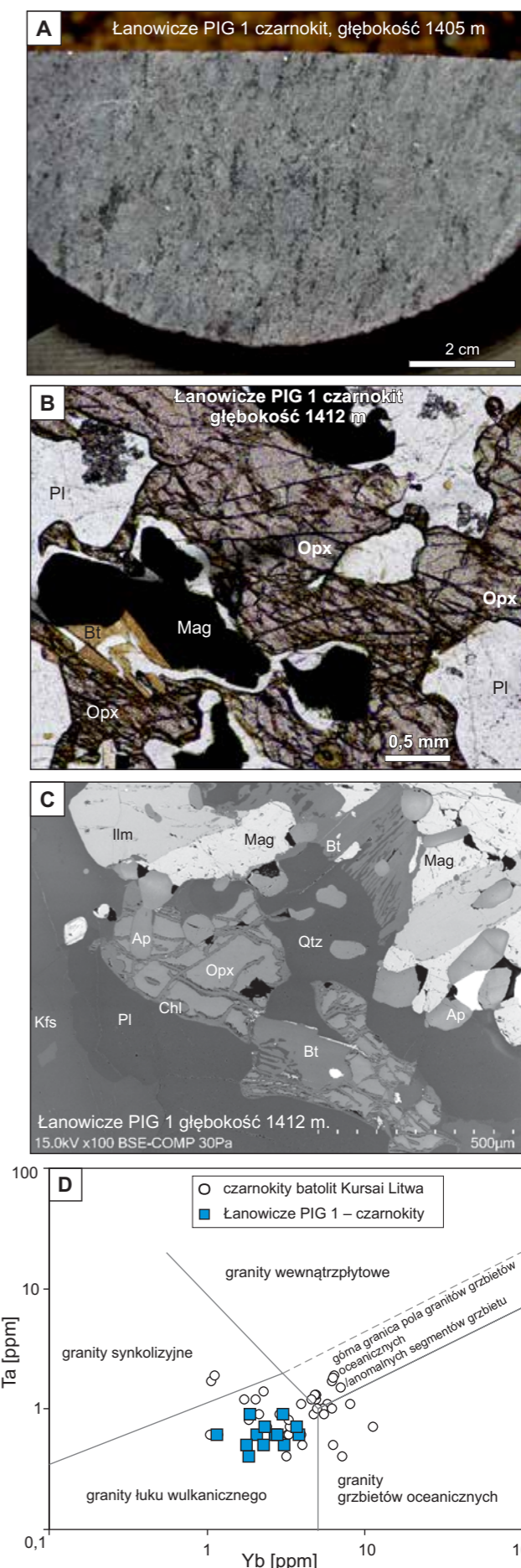


FIG. 15. Paleoproterozoiczne czarnokity z profilu otworu Łanowicze PIG 1: A – próbka rdzenia wiertniczego z głęb. 1405 m. Fot. E. Krzemińska; B – skład mineralny czarnokitu, z głęb. 1412 m, obraz z mikroskopu optycznego nikole równoległe hipersten (Opx), magnetyt (Mag), biotyt (Bt), plagioklaz (Pl); C – ślady chlorityzacji na brzegach ziaren hiperstenu (Oopx) w otoczeniu biotytu (Bt), plagioklazu (Pl) skałenia potasowego (Kfs), kwarcu (Qtz) magnetytu (Mag), ilmenitu (Ilm) i apatytu (Ap) obraz BSE z mikroskopu elektronowego; D – geochemiczne wskaźniki środowiska geotektonicznego (Pearce i in., 1984) dla wapniowo-alkalicznych, magnezowych czarnokitów z różnych głębokości profilu Łanowicze PIG 1 (Krzemińska i in., 2019) porównanych z danymi z batolitu kurońskiego (Motuza i in., 2008; Motuza, Motuza, 2011)

mieści się w przedziale 2,28–2,13 mld lat. Parametry izotopowe całej skały ε_{Nd} (np. Rydzewo IG 1 dla wieku 1827 mln lat i Rajgród IG 1 – dla wieku 1832 mln lat) mają wartości ujemne ε_{Nd} –0,8 i ε_{Nd} –2,2 (Krzemińska i in., 2017).

5

Chronostratygrafia prekambry na obszarze Polski

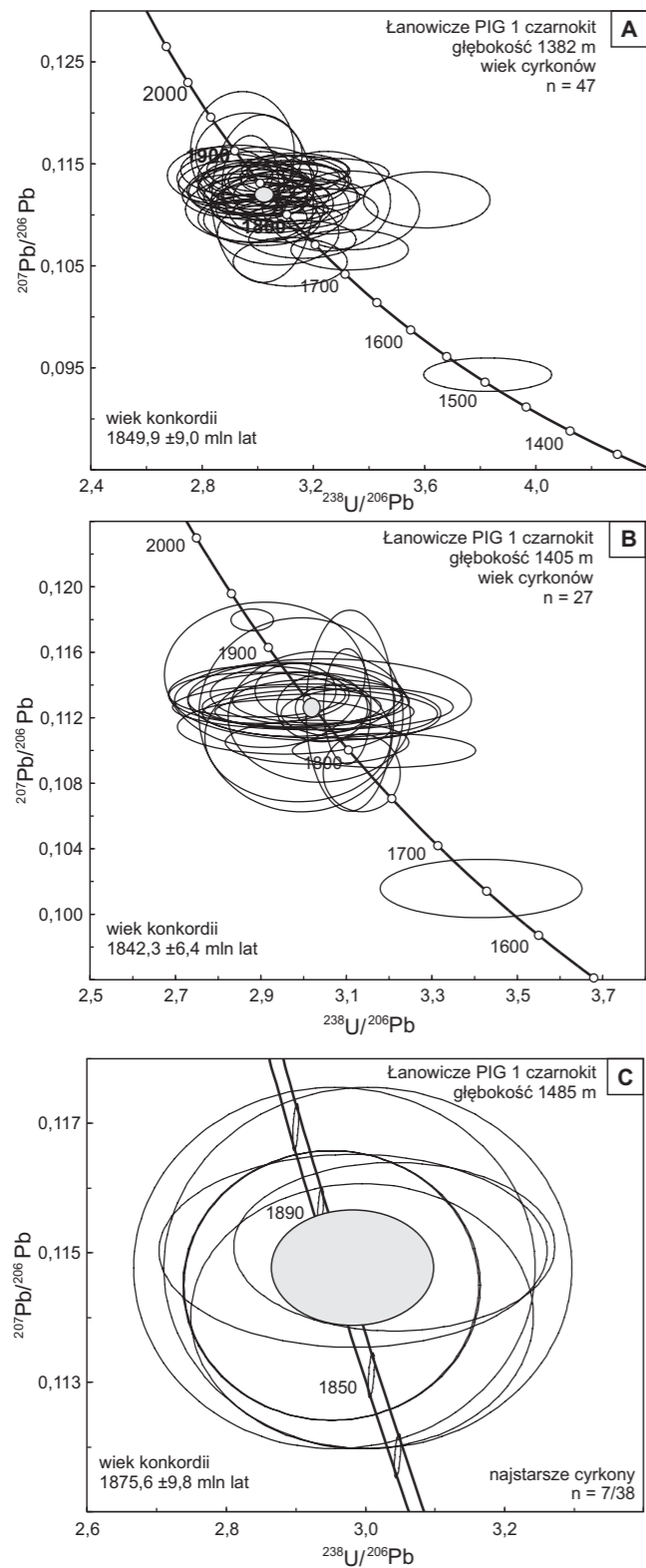


FIG. 16. Czas krystalizacji czarnokitów w profilu Łanowice PIG 1. Różnice wieku (późny orosir) w zależności od głębokości przedstawione na diagramie konkordii: **A** – głęb. 1382 m, wiek 1849,9 ± 9,0 mln lat; **B** – głęb. 1405 m, wiek 1842,3 ± 6,4 mln lat; **C** – głęb. 1485 m, wiek 1875,6 ± 9,8 mln lat. Widoczny zapis metamorfizmu ~1650 i 1500 mln lat temu (dane z Krzemińskiej i in., 2019)

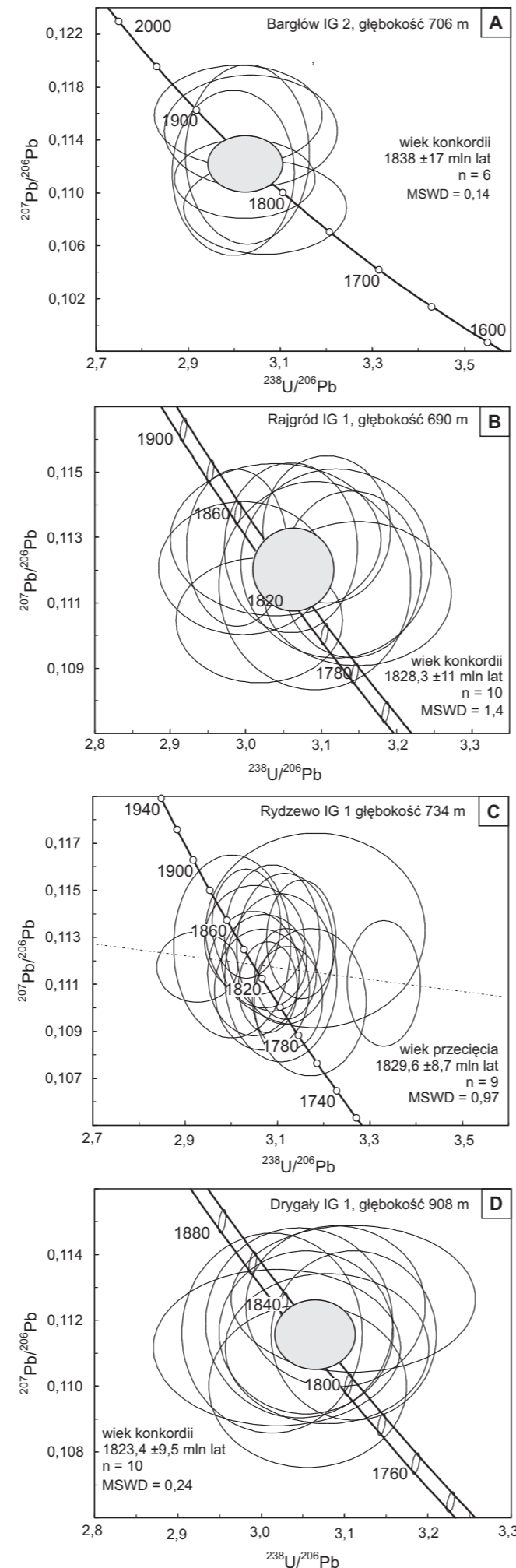


FIG. 17. Zapis aktywności magmowej w późnym orosirze (1,84–1,82 mld lat temu) przykłady z północnej części domeny mazowieckiej. Diagramy konkordii (dane z Krzemińskiej i in., 2017): **A** – Bargłów IG 2; **B** – Rajgród IG 1; **C** – Rydzewo IG 1; **D** – Drygaly IG 1

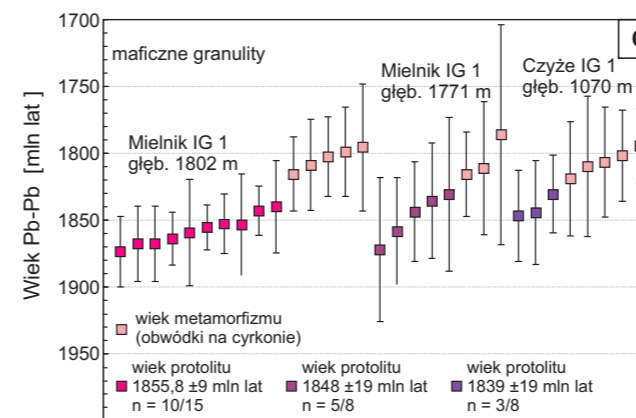
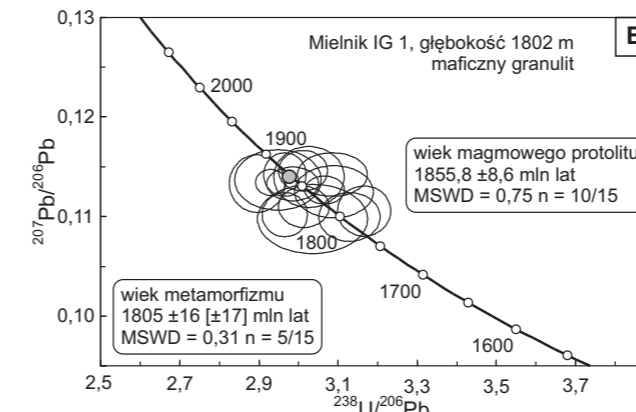
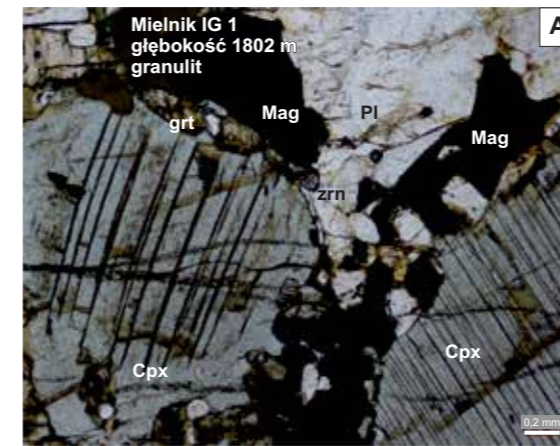


FIG. 18. Maficzne granulity o wulkanogenicznym protolocie. Przykłady z białorusko-podlaskiego pasma granulitowego (BPG): **A** – typowy skład mineralny w granulicie złożony z klinopiroksenu (Cpx), magnetytu (Mag), plagioklazu (Pl) oraz granatu (grt) i cyrkonu (zrn); otwór Mielnik IG, głęb. 1802 m (spąg profilu), fotografia z mikroskopu optycznego, polaryzatory równolegle; **B** – dokumentacja wieku środków i brzegów cyrkonu z próbki granulitu; otwór Mielnik IG 1, głęb. 1802 m; **C** – zestawienie wieku cyrkonów z trzech próbek maficznych granulitów; wiek obrotów metamorficznych 1811–1806 mln lat

Górny orosir: orogeniczne metawulkanity ~1,86–1,80 mld lat temu

Istotną kategorię utworów związanych z orosirem stanowią skały suprakrustalne. W większości są to skały wulkanogeniczne, maficzne, pośrednie i felzytowe, które powstały w efekcie erupcji między 1,86 a 1,82 mld lat temu (Krzemińska i in., 2017). Wulkanity odnotowano (tab. 5) w profilach otworów: Wigry IG 1, Augustów IG 1, Jastrzębna IG 1, Oziabły IG 1, Czyże IG 1, Wiejki IG 1, Michałowo PIG 1, Krzyże 4, Mielnik IG 1, Zembry 1, Łuków IG 2, na różnej głębokości. Wykazują różny stopień zmian metamorficznych w warunkach facji amfibolitowej, a nawet granulitowej. Wcześniej były opisywane (Kubicki, Ryka 1982) jako amfibolity, gnejsy piroksenowe (Czyże IG 1), a także maficzne granulity (Mielnik IG 1). W tej grupie znajdują się metawulkanity o protolocie maficznym, składzie pikrytu, bazaltu, bazaltowego andezytu (w ujęciu klasyfikacji geochemicznej TAS). Towarzyszą im odmiany felzytowe, wśród których występują laminy i przewarstwienia ultramaficznych kumulatów. Geoche-

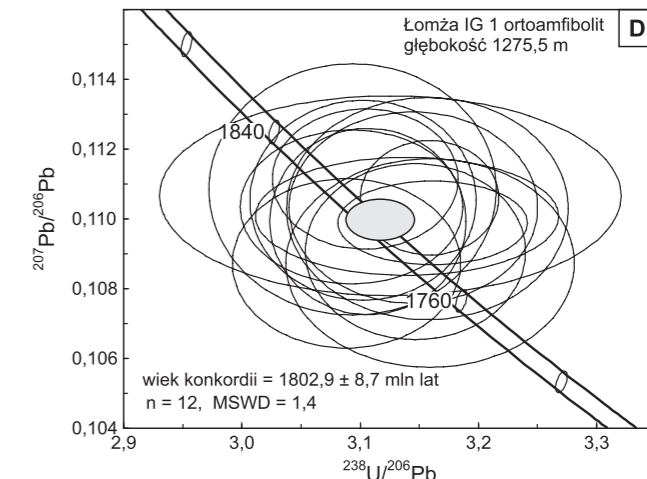
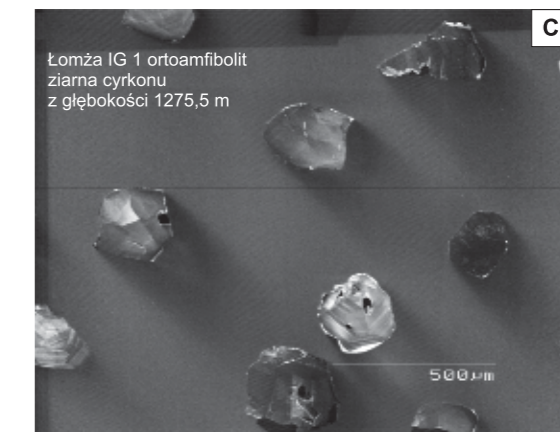
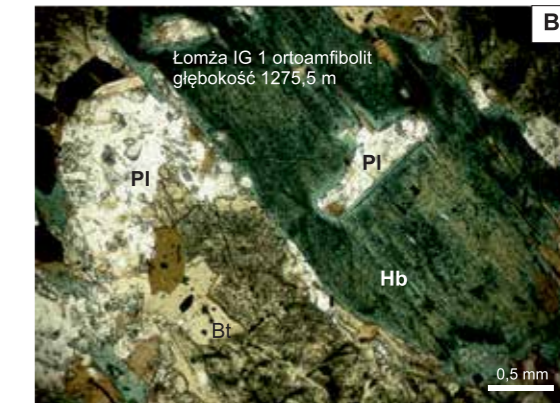
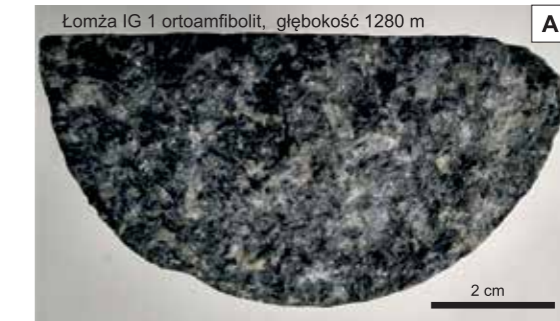


FIG. 19. Ortoamfibolit z profilu Łomża IG 1 **A** – próbka rdzenia z głęb. 1280 m, z zachowaną teksturą magmową, widoczne makroskopowo ciemne słupki amfibolu i plagioklazu; **B** – euhedralne kryształy amfibolu (Hb) z obfitością inkluzji drobnego ilmenitu (ulożone kierunkowo), w otoczeniu plagioklaz wapieniowy (Pl); **C** – obraz katodoluminescencyjny cyrkonu z widoczną prostą magmową budową kryształów, jasne, cienkie obrosty metamorficzne widoczne tylko na niektórych ziarnach; **D** – diagram konkordii z oznaczeniem wieku krystalizacji magmowego protolitu

micznie protolit skał reprezentuje serię toleitową generowaną w środowisku grzbietów śródoceanicznych typu N-MORB, częściowo E-MORB (wzbogacone bazalty grzbietu śródoceanicznego) lub OIB (bazalty oceanicznego plateau), stanowiąc relikty skorupy oceanicznej (Krzemińska i in., 2017).

W przypadku protolitu o składzie bazaltu/andezytu i dacytu, widoczny jest charakter wapniowo-alkaliczny utworów. Zawartość pierwiastków śladowych pozwala traktować wulkanity jako serie lawowe, uformowane w środowisku łuku wysp. W profilu otworu Krzyże 4 metamorfizowany kompleks tego typu zawiera przewarstwienia piroklastyczne. Powszechnym zjawiskiem jest częściowa migmatyzacja, zwłaszcza mniej maficznych odmian, widoczna np. w profilu otworu Krzyże 4.

Większość wulkanitów z późnego orosiru geochemicznie należy do serii toleitowej, generowanej w środowisku dojrzałego łuku wysp (otwory: Zembry 1, Mielnik IG 1, Michałowo IG 1). Wiek wulkanicznego



FIG. 20. Skaly metaosadowe:

A, B – osady z otworu Łochów IG 2, głęb. 2421,9 i 2425,6 m, złożone z cienkich, wielokrotnie przekładających się warstewek żelazistych i krzemionkowo apatytowych (efekt chemicznego wytrącania krzemionki i tlenków żelaza), widoczne deformacje;
 C – warstwowane osady z zachowanymi cechami osadu rzecznoego; otwór Mońki IG 2, głęb. 741,5 m;
 D – dłuższy fragment rdzenia – osad piroklastyczny; otwór Mońki IG 2, głęb. 750 m

protolitu nie zawsze jest wystarczająco dobrze udokumentowany. Z uwagi na maficzny charakter stopu, cyrkonony są w tych skalach rzadkie (fig. 18A). Aktywność wulkaniczna miała miejsce między 1856 ± 9 a 1833 ± 18 mln lat temu. Na wspomniany wiek protolitu wskazują analizy środków cyrkononów w granulitach z otworów Mielnik IG 1, z głęb. 1802 i 1771 m, oraz Czyże IG 1, z głęb. 1070 m (fig. 18C). Wiek metamorfizmu facji granulitowej, ~1806 ± 20 mln lat, został oznaczony na podstawie obrotów metamorficznych na tych samych ziarnach.

W podłożu krystalicznym rozpoznany w otworze Łomża IG 1 (na głęb. 944–1300 m), a także w otworach Mońki IG 1 i IG 2 (poniżej głęb. 780 m), rozpowszechnione są ortoamfibolity (fig. 19) o wulkanicznym protolicie. Wiek krystalizacji cyrkononów w tych skalach wskazuje na późny orosir, odpowiednio na 1802 ± 9, 1829 ± 8 i 1836 ± 8 mln lat (Krzemińska i in., 2005; Krzemińska, 2010). Występujące w profilu Mońki IG 2 szare gnejsy mają cechy zmetamorfizowanych tufów. Wskazują na to lokalnie zachowane formy typowe dla materiału piroklastycznego (np. lapilli). Podobny wiek (1836 ± 8 mln lat) zanotowano w metawulkanitach z gedrytem w południowej Litwie (Šiliauskas, 2019). Dane geochemiczne podkreślają wapniowo-alkaliczne cechy skał. W obu przypadkach charakterystyki pierwiastków śladowych są typowe dla wulkanitów środowiska łuku wysp związanego z subdukcją.

Osady żelaziste o niepewnym wieku depozycji (późnoorogeniczne do 1,80 mld lat temu)

Do tej kategorii należą utwory znane z profilu otworu Łochów IG 2 (Krzemińska i in., 2017), złożone z cienkich, wielokrotnie przekładających się warstewek żelazistych (zawartość Fe₂O_{3całk} 45–62% wag.) i kwarcowych (zawartość SiO₂ 27–47% wag.). Utwory w różnym stopniu zmetamorfizowane miejscami przypominają paragnejsy (fig. 20), wykazują jednak dużą gęstość i silne właściwości magnetyczne. Najprawdopodobniej są efektem chemicznego wytrącania się warstw krzemionki i tlenków żelaza w warunkach płytkomorskich. Warunki strącania tego typu osadów chemicznych regulują zmiany Eh-pH środowiska sedymentacji. Osady cechuje naprzemienność warstewek o barwie ciemnoczerwonej do czarnej oraz jasnoszarych. Ciemne, czerwone strefy są utworzone z drobnych ziaren granatu bogatego w mangan (spessartyn). Litologicznie skały przypominają takonity lub znaną proterozoiczną formację BIF, które powstawały w niskich stanach poziomu morza przy podwodnych kominach wulkanicznych/hydrotermalnych. Naprzemienne pasma tlenku żelaza koreluje się z oscylacjami poziomu tlenu w atmosferze proterozoiku. Szare pasma krzemionkowe i krzemionkowo-apatytowe świadczą o sedymentacji przy niskiej zawartości tlenu. Jest niemal pewne, że żelazo było związane z podmorską aktywnością wulkaniczną, gdzie Fe²⁺ był utleniany do Fe³⁺ (Eyster i in., 2021).

Te cienkowarstwowe, silnie żelaziste i krzemionkowe skały metaosadowe są wyjątkowo silnie zdeformowane (sfałdowane w warunkach deformacji nasuwczych). Foliacja metamorficzna jest zazwyczaj zgodna z powierzchniami stratyfikacji osadu (warstwowania). Utwory te, po intensywnym wulkanizmie późnego orosiru, mogą być wskaźnikiem środowiska sedymentacji, chociaż nie mają precyzyjnie określonego wieku.

5.2.3. System stater, 1800–1600 mln lat temu

Skały, które tworzyły się na początku systemu stater, występują w podłożu krystalicznym północnej Polski (fig. 11A) na rozległym obszarze od Ziemi Dobrzyńskiej, Pomorza i Kaszub do południowego Bałtyku i zachodniej Warmii (Krzemińska i in., 2017). Dominują tam masywy i ciała magmowe, które pojawiają się także w kilku izolowanych lokalizacjach na południowym Podlasiu, pośród skał uformowanych w orosirze. W staterze charakterystyczne są też utwory metamorficzne o osadowym protolicie.

Dolny stater: paragnejsy zmetamorfizowane ~1,80–1,79 mld lat temu

Skały o osadowym protolicie (paragnejsy) są notowane we wschodniej części domeny mazowieckiej oraz w białorusko-podlaskim paśmie granulitowym (Krzemińska i in., 2017), m.in. w profilach Mońki IG 1 i IG 2, Czyże IG 1, Michałowo IG 1. Reprezentowane są przez drobno- i średnioziarniste laminowane gnejsy lyszczkowe. Paragnejsy są bogate w glin, stąd obecność silimanitu, kordierytu, andalazytu oprócz skaleni, kwarcu, biotyty, muskowitu, niekiedy granatu. Skały zawierają akcesoryczne detrytyczne i metamorficzne cyrkonony i monocyty, które stanowią istotne źródło informacji o ich pozycji chronostratygraficznej. Dość dobrze pod tym względem został rozpoznany profil otworu Mońki IG 2 (fig. 20, 21), gdzie oprócz warstwy o cechach piroklastycznych, np. na głęb. 750 m (fig. 20B), występują laminowane paragnejsy (fig. 20A). W skalach obserwuje się dobrze wykształconą foliację metamorficzną, utworzoną w warunkach ścinania podatnego, i są one, jako zmetamorfizowane i sfałdowane osady synorogeniczne o charakterze szarogłazów i mułowców, w części składnikiem pryzm akrecyjnych (Krzemińska i in., 2017). Materiał detrytyczny pochodził głównie z erozji skał paleoproterozoicznych o wieku 2,06–1,76 mld lat, np. próbka Mońki IG 2 z głęb. 740 m (fig. 21). Na podstawie składu chemicznego biotyty i granatu odtworzono temperatury metamorfizmu

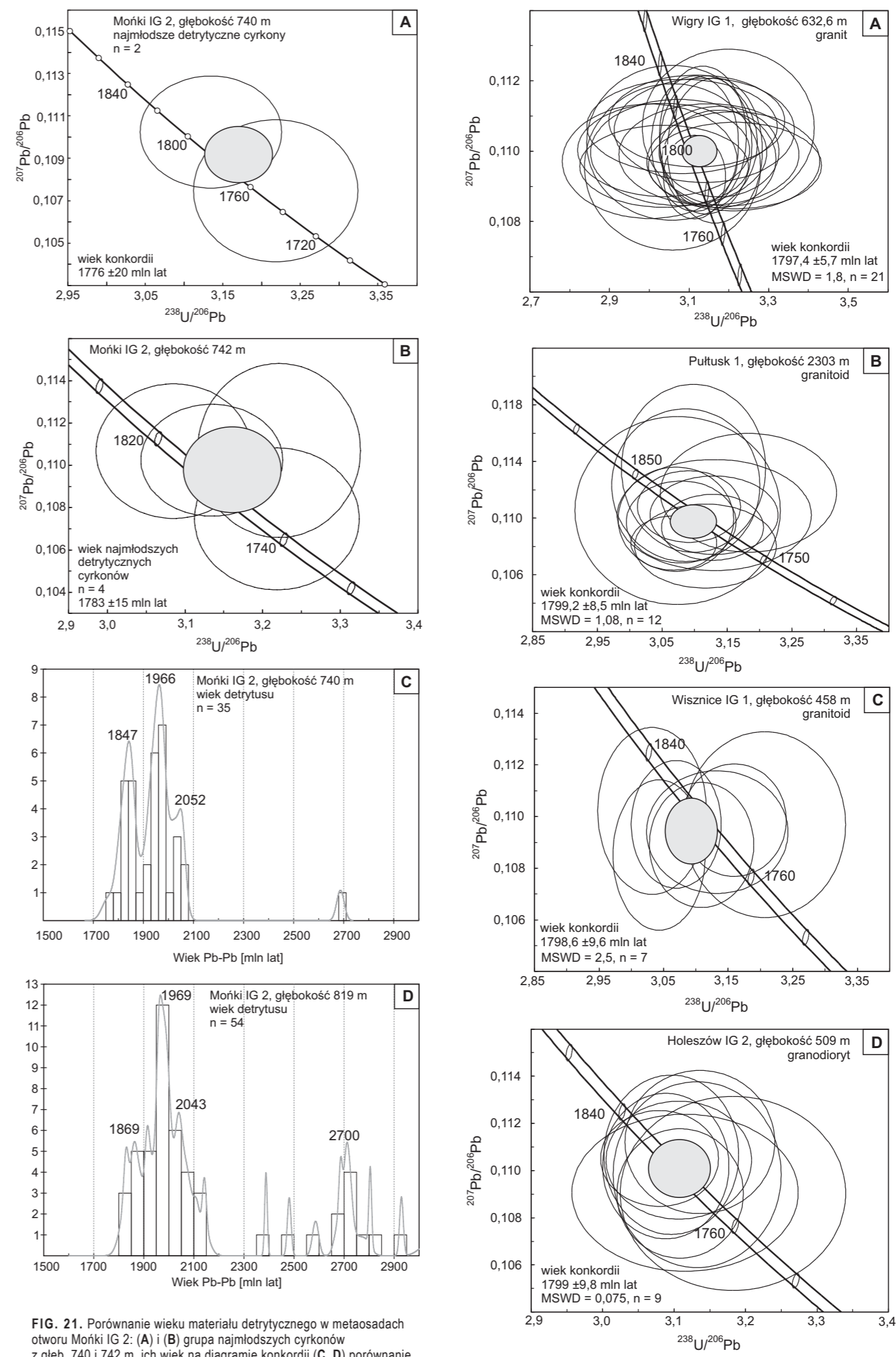


FIG. 21. Porównanie wieku materiału detrytycznego w metaosadach otworu Mońki IG 2: (A) i (B) grupa najmłodszych cyrkononów z głęb. 740 i 742 m, ich wiek na diagramie konkordii (C, D) porównanie charakterystycznych populacji wiekowych detrytycznych cyrkononów z głęb. 740 i 819 m (dane Williamsa i in., 2009; Krzemińskiego i in., 2019)

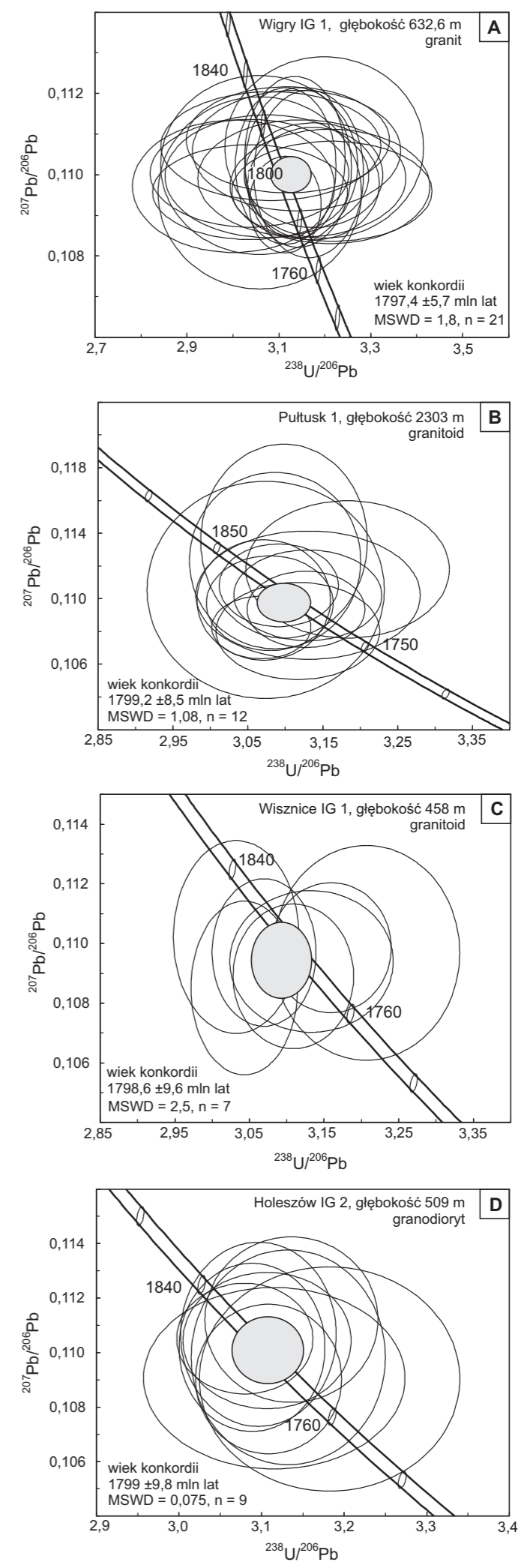


FIG. 22. Wiek intruzji (diagramy konkordii) notowanych w różnych domenach skorupowych po skośnej kolizji między Sarmacją a Fennoskandią we wczesnym staterze: A – granit w otworze Wigry IG 1, głęb. 632,6 m, wiek 1797,4 ± 5,7 mln lat; B – granitoid w otworze Pułtusk 1, głęb. 2303 m, wiek 1799,2 ± 8,5 mln lat; C – granitoid w otworze Wisznice IG 1, głęb. 458 m, wiek 1798,6 ± 9,6 mln lat; D – granodioryt w otworze Holeszów IG 2, głęb. 509 m, wiek 1799 ± 9,8 mln lat (dane Krzemińskiej i in., 2017)

o szerokim zakresie facji amfibolitowej (wydarzenia termiczne 585–515°C, 560–450°C). Czas metamorfizmu pozostaje słabo udokumentowany (Krzemiński i in., 2019). Do oceny wieku depozycji osadu istotne okazały się najmłodsze ziarna detrytyczne. W stropowych warstwach osadu wiek detrytycznych cyrkonów nie przekracza początku stateru, tj. 1786–1771 mln lat temu (fig. 21A, B).

Dolny stater – granitoidy i gabroidy postkolizyjne 1,79–1,78 mln lat temu

Grupa obejmuje skały magmowe o zróżnicowanym składzie, od monzogabra i gabrodiorytu (Holeszów IG 1) do syenodiorytu (Pułtusk 1) i granitu (Wisznice IG 1). Tworzą one izolowane małe ciała magmowe o podobnym wieku krystalizacji od 1,79 do 1,78 mln lat (Krzemińska i in., 2017). Reprezentują szeroko rozpowszechniony synchroniczny magmatyzm, który stanowi echo skośnej kolizji między blokami Sarmacji i Fennoskandii 1,80–1,78 mld lat temu. Krótkie intensywne epizody magmatyzmu są notowane w obu blokach. Pokolizyjny magmatyzm granitoidowy był opisywany w wystąpieniach wokół Zatoki Fińskiej (Bogdanova i in., 2008). Podobne intruzje są opisywane na Białorusi (Bogdanova i in., 2006) i na Ukrainie (Shumlyansky i in., 2012). W białorusko-podlaskim paśmie granulitowym i paśmie okołowsko-holeszowskim, a także w domenie mazowieckiej i strefie borysowsko-janowskiej, występuje w sumie ponad 20 małych intruzji o maksymalnych rozmiarach ok. 15×5 km. Drobne ciała magmowe zostały rozpoznane w profilach otworów: Wigry IG 1 (głęb. 632 m), Pułtusk 1 (poniżej 2260 m), Stadniki IG 1 (1542,5 m), Narejki IG 1 (strop poniżej 448 m), Michałowo PIG 1 (491 m), Wisznice IG 1 (433 m), Holeszów IG 1, IG 2 (432 i 444 m). Mimo odległych lokalizacji wiek U-Pb cyrkonów wskazuje na ten sam wiek posadowienia intruzji (fig. 22), np. w otworze Pułtusk 1 – 1799±8 mln lat, a w otworze Holeszów IG 2 – 1799±9,8 mln lat.

Dolny stater – synorogeniczne granitoidy 1,79–1,75 mld

Skały magmowe, o wieku krystalizacji od 1,79 do 1,75 mld lat temu, zajmują rozległy obszar podłoża krystalicznego na Pomorzu (fig. 11) oraz pod dnem Bałtyku (Krzemińska i in., 2021). Dostępny aktualnie materiał wierniczy z 14 otworów (4 na lądzie i 10 w południowej części Morza Bałtyckiego) pozwolił określić zasięg występowania tego typu nieznacznie zdeformowanych granitoidów (fig. 23). Na podstawie kryteriów petrologicznych i geochemicznych skały ustalono, że podłoża krystaliczne w rejonie południowego Bałtyku jest reprezentowane przez dioryty, tonality, granodioryty, granity i – w dwóch przypadkach – gabry. Dominują charakterystyki wapniowo-alkaliczne (B6-1/82, B6-2/85, B8-1/83, B5-1/01, Hel IG 1, Darżlubie IG 1) lub wapniowe (Żarnowiec IG 1). Skały mają cechy magnezowe; względnie wysokie stosunki Th/Yb i La/Yb wskazują na parametry geochemiczne charakterystyczne dla granitoidów generowanych w środowisku brzegu kontynentu, podobne do skał związanych z subdukcją wzdłuż południowej krawędzi Fennoskandii. Granitoidy te cechuje synorogeniczny charakter deformacji (fig. 23A–C) oraz wiek krystalizacji (fig. 24) od 1791±8 (B7-1/91) do 1750±5 mln lat (Hel IG 1). Wiek modelowy $T(Nd)_{DM}$ w zakresie 1,99–1,98 mld lat (Krzemińska i in., 2021) podkreśla względnie juvenilny charakter skorupy.

Granitoidy z Pomorza (tab. 5) korelują się doskonale z granitognejsami z rejonu Blekinge (południowa Szwecja) z wiekiem krystalizacji 1,77–1,75 mld lat temu (Johansson i in., 2006). We wszystkich przypadkach dane geochemiczne i izotopowe z Pomorza pokrywają się z danymi z prowincji Blekinge oraz z charakterystyką granitoidów znanych z wierceń E6-1, E7-1 i D1-1 w SE części Morza Bałtyckiego (Salin i in., 2019; 2021), w rejonie wybrzeża Łotwy.

Oprócz wieku krystalizacji skał (fig. 24 A–F) podobieństwa dotyczą także wartości parametrów izotopowych, takich jak inicjalne wartości ϵ_{Nd} . Granitognejsy z Blekinge i Pomorza pochodzą z źródeł o takiej samej sygnaturze izotopowej. Systematyka izotopowa Nd próbek z Pomorza i dna Bałtyku (Krzemińska i in., 2021) wskazuje na stosunkowo juvenilne źródło magmy, z ograniczonym udziałem starszej skorupy kontynentalnej. Główny epizod aktywności magmowej (1,79–1,75 mln lat temu), który przyczynił się do powstania rozległego pasma między Pomorzem a Blekinge, miał miejsce podczas procesu subdukcji, której towarzyszył magmatyzm wzdłuż zachodniego brzegu Fennoskandii. W tym samym czasie w centralnej Fennoskandii doszło do utworzenia się transskandynawskiego pasma magmowego – faza TIB-1 (fig. 24G–H) – który okazał się być równoczesowy z końcowym etapem orogenezy swekofeńskiej wraz z postkolizyjnym magmatyzmem w SW Finlandii.

Doskonała geochemiczna, geochronologiczna i izotopowa korelacja pomiędzy skałami krystalicznymi z obszaru Pomorza i skrajnie południowego Bałtyku, łącznie z fragmentami Skanii, ma swoje odzwierciedlenie w nazwie nowej domeny, która znalazła się na

mapie wydzielen strukturalnych podłoża krystalicznego w Polsce. Pasma Pomorze-Blekinge, z wiekiem 1,79–1,75 mld lat, spaja budowę geologiczną północnej Polski i południowej Szwecji.

Z uwagi na podobieństwa czasowe (fig. 24G, H; tab. 5) podłoża krystaliczne Pomorza i południowego Bałtyku bywa uważane za przedłużenie pasma TIB (Bogdanova i in., 2015); należy jednak podkreślić występujące różnice pomiędzy skałami domeny Pomorze-Blekinge od tych należących do struktury TIB. Są one wyrażone w powszechnych deformacjach synorogenicznych (fig. 23 A–C; Johansson i in., 2006; Krzemińska i in., 2021).

5.3. ERATEM MEZOPROTEROZOIK 1600–1000 MLN LAT TEMU

5.3.1. System kalim, 1600–1400 mln lat temu

Środkowy kalim: skały magmowe AMCG

Najstarszy z okresów mezoproterozoiku, kalim, ma swój najbardziej znaczący zapis w postaci pasma skał magmowych (fig. 25), utworzonego przez system intruzji genetycznie pokrewnych anortozytów, mangerytów, czarnokitów i granitów (AMCG). Wiek posadowienia intruzji został udokumentowany metodą U-Pb na cyrkonach (fig. 26; tab. 5) wskazuje na przedział wiekowy 1530–1495 mln lat (Dörr i in., 2002; Krzemińska i in., 2017; Wiszniewska, Krzemińska, 2021; Grabarczyk i in., 2023). Te głęboko zakorzenione ciała plutoniczne są widoczne na mapach geofizycznych NE Polski, a także w profilach sejsmicznych na głęb. 3–11 km. Bezpośredni dostęp do skał zapewniają wyłącznie głębokie otwory wiernicze. Strefa intruzji AMCG, położona równoleżnikowo, jest zlokalizowana głównie na skraju NE Polski. Rozciąga się od pogranicza z Litwą (okolice Suwałk i Sejn), wiążąc się dalej na wschodzie z intruzjami południowej Litwy oraz zachodniej Białorusi (Bągiński i in., 2001; Skridlaite i in., 2003; Taran, 2005). Strefa ta obejmuje cztery osobne lokalizacje: (1) kompleks mazurski, gdzie obecność skał AMCG jest udokumentowana licznymi otworami wierniczymi w rejonie Suwałk i Sejn oraz obszar Warmii z otworami Kętrzyn IG 1, IG 2, Rodnowo 1, Bartoszyce IG 1; (2) kompleks kościerski na Kaszubach, z otworami Kościerzyna IG 1, Nowa Kościelnica 1, Malbork IG 1; ponadto (3) lokalnie na obszarze szelfu Bałtyku w rejonie wierceń na bloku Łeby, np. B4-1/81. Skrajnie południową lokalizację (4) wyznacza otwór Pietkowo IG 1 na Podlasiu.

W każdym z przypadków skały należą do kogenetycznej asocjacji intruzji AMCG. Intruzje AMCG pojawiły się w obrębie utworzonych w paleoproterozoiku skratonizowanych obszarów o pogrubionej litosferze (fig. 25).

Z geochronologicznego punktu widzenia asocjacja intruzji AMCG jest epizodem magmatyzmu anorogenicznego w stosunku do faz późnoswekofeńskich i podstawowego wieku skorupy w tym rejonie (1,83–1,80 mld lat).

W obrębie maszywów AMCG nie wszystkie składniki asocjacji są jednakowo reprezentowane. Często dominują czony granitoidowe z charakterystycznymi granitami typu A (*sensu* Whalen i in., 1987) wyróżnianymi na podstawie klasyfikacji geochemicznej. W Polsce występują także anortozyty. Najlepszym przykładem pełnych asocjacji AMCG są trzy masywy anortozytowe: Sejn, Suwałk (fig. 27) i Kętrzyn (np. Wiszniewska i in., 2002; Skridlaite i in., 2003; Duchesne i in., 2010) z współwystępującymi w ich otoczeniu monzonitami i granitoidami z ortopiroksenem (odpowiednio mangeryty i czarnokity wg klasyfikacji skał czarnokitowych) oraz granitoidami z hornblendą i klinopiroksenem (fig. 28).

Skały AMCG wywodzą się ze wspólnych skał źródłowych, prawdopodobnie z dolnej skorupy. Tak utworzona magma macierzysta, po oddzieleniu kumulatu o składzie gabra-anortozytu, przechodziła proces frakcjonalnej krystalizacji (np. Longhi i in., 1999; Duchesne i in., 2017).

Często podkreślany jest związek utworów AMCG z lineamentami tektonicznymi i strefami osłabienia skorupy, które stanowiły kanały do wznoszenia się magm (Wiszniewska, 2002; Skridlaite i in., 2003; Duchesne i in., 2010). W centralnej Fennoskandii skały formacji AMCG, głównie granitoidy, są notowane od górnego stateru w szeregu wystąpieniach. Tworzą one niekiedy potężne intruzje, jak: Wyborg (1630–1628 mln lat) na pograniczu Rosji i Finlandii (Heinonen i in., 2017), batolit Ryga (1584 mln lat) na Łotwie i w Estonii (Rämö i in., 1996), Aland (1575 mln lat) w Szwecji (Vaasjoki, 1996), Salmi (1540 mln lat) w Rosji (Amelin i in., 1997) i Ragunda (1514 mln lat) w Szwecji (Persson, 1999).

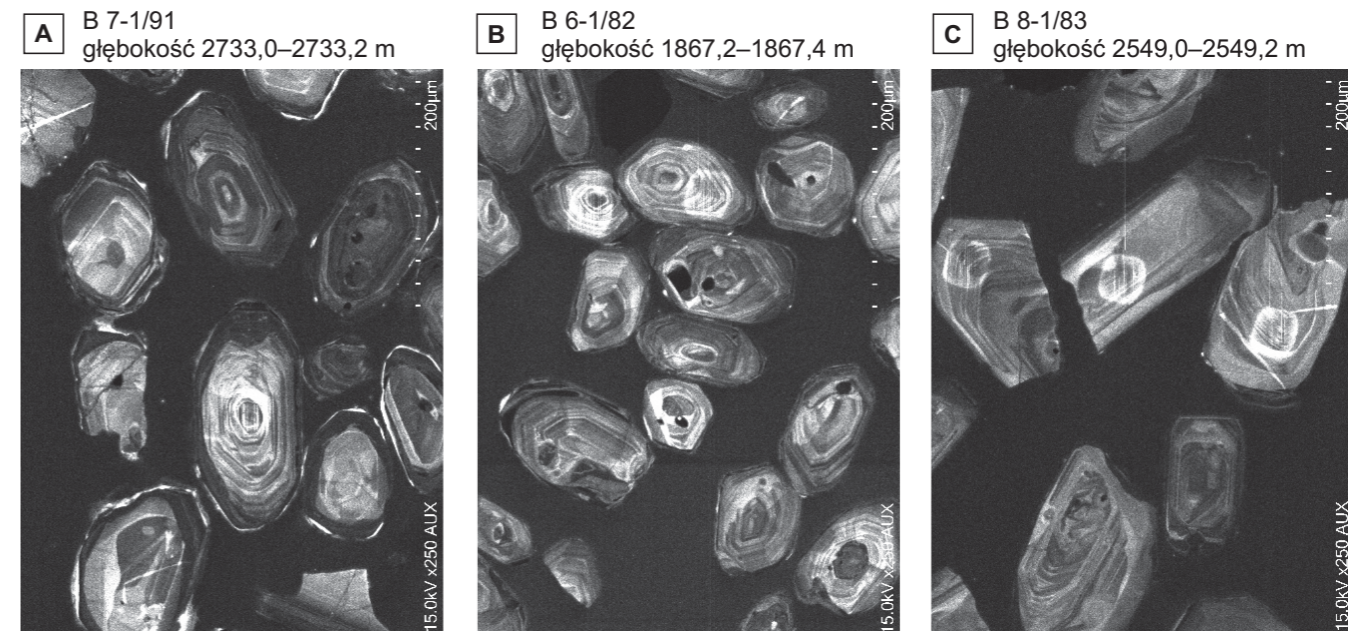
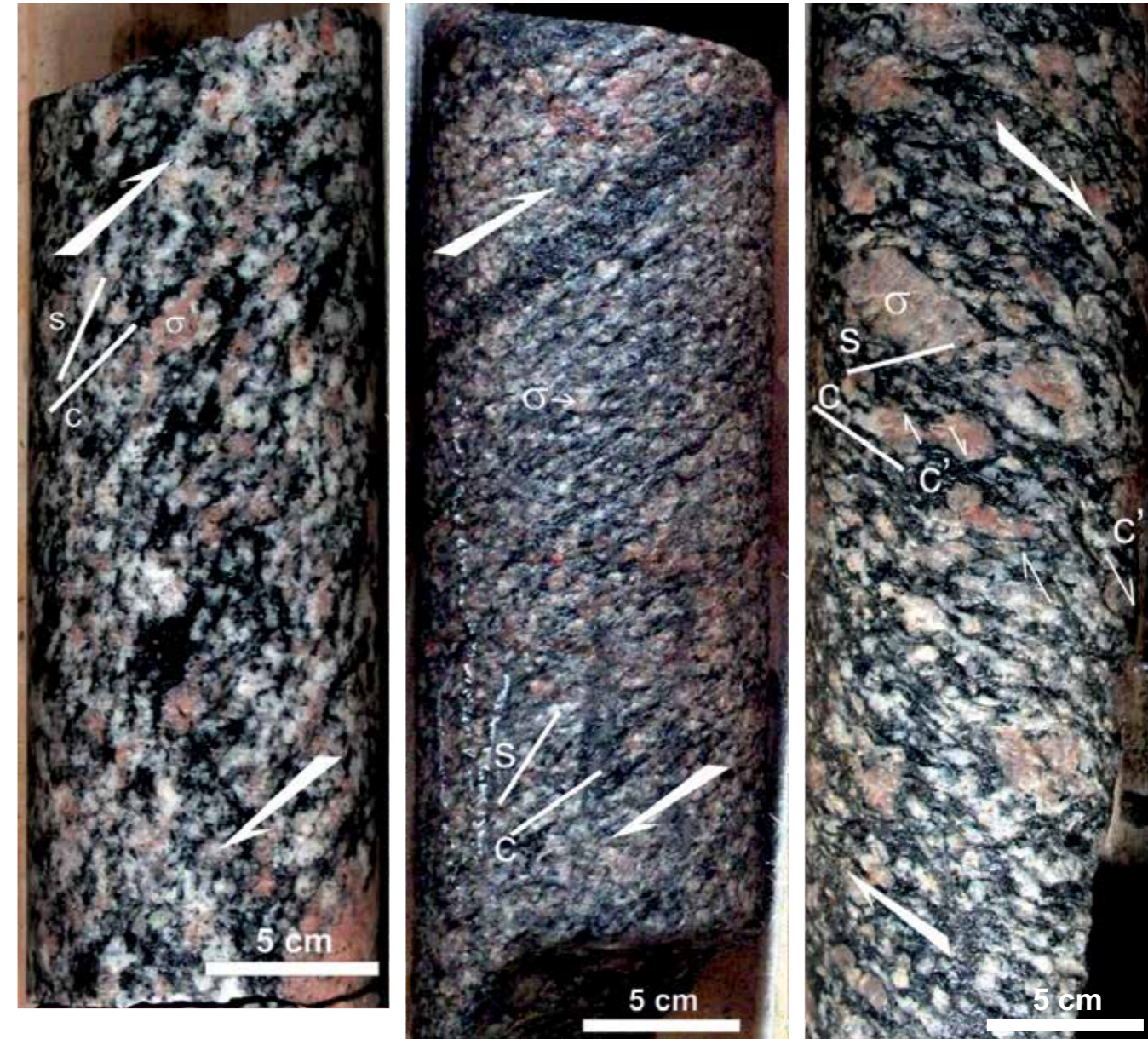


FIG. 23. Granitoidy z podłoża krystalicznego pod dnem Bałtyku; u góry wybrane zdjęcia makroskopowe rdzeni A–C, poniżej odpowiadające rdzeniom obrazy katodoluminescencyjne cyrkonów spod mikroskopu elektronowego (zdjęcia wykonano przy tym samym powiększeniu). Przykłady deformacji synorogenicznych: A – widoczna nasuwca strefa podatnego ścinania D_2 ze strukturami typu S-C i asymetrycznymi porfiroblastami typu σ ; B – widoczna nasuwca strefa podatnego ścinania D_2 ze strukturami typu S-C i asymetrycznymi porfiroblastami typu σ ; C – widoczna normalno-zrutowa strefa podatnego ścinania D_2 ze strukturami typu S-C, asymetrycznymi porfiroblastami typu σ oraz pasemkami ścinania typu C' . Fot. rdzeni i opis deformacji S. Salwa

5

Chronostratygrafia prekambry na obszarze Polski

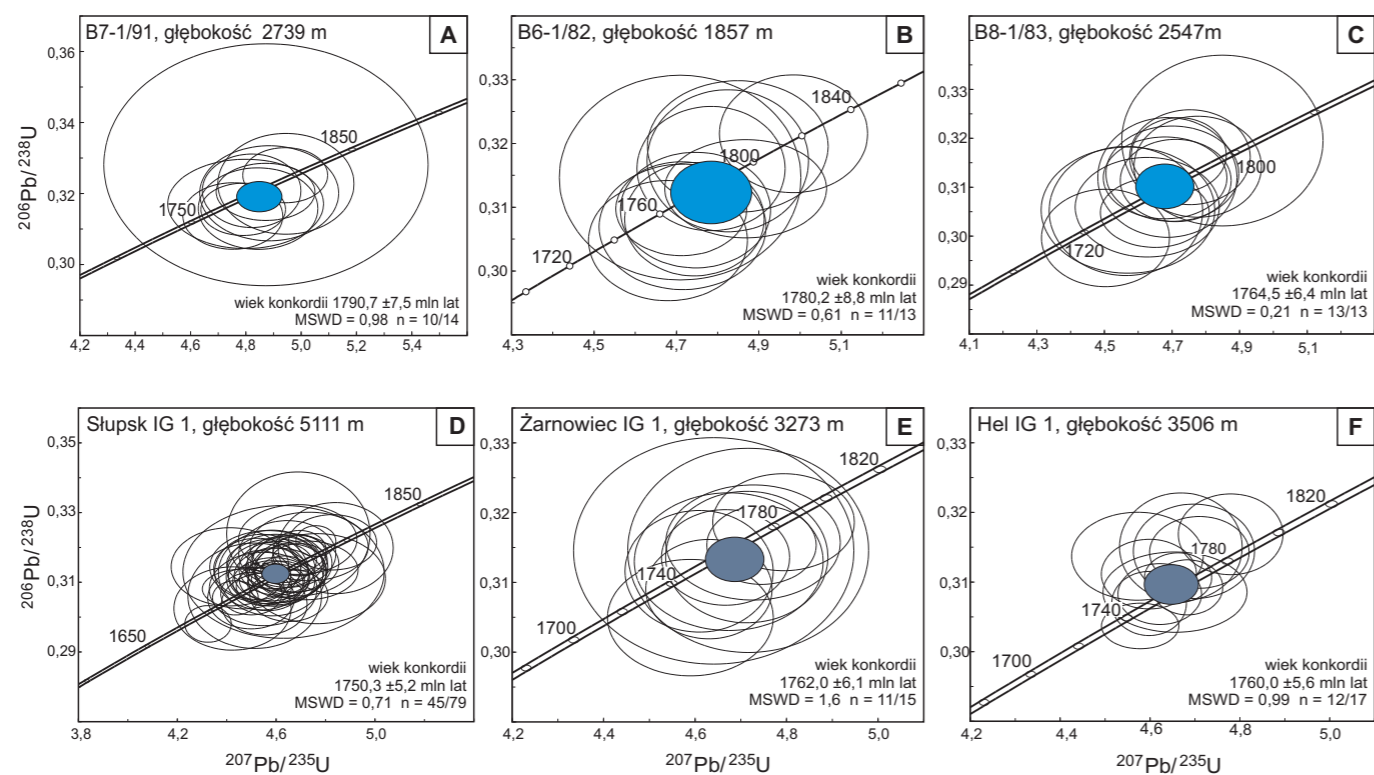
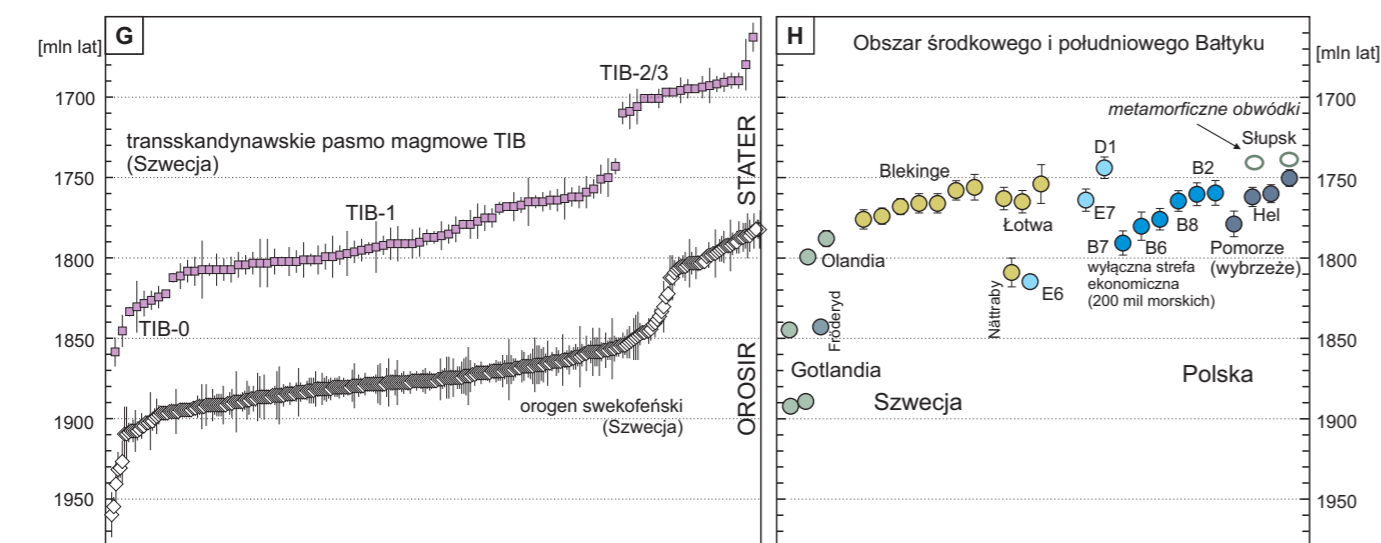


FIG. 24. Dokumentacja geochronologiczna wieku granitoidów z podłoża krystalicznego dla obszaru Bałtyku: A-F – reprezentatywny zbiór diagramów konkordii, ilustrujących typowy wiek (wcześnie stater) skał w rejonie południowego Bałtyku (dane na podstawie Krzemińskiej i in., 2021); G – schemat skumulowanych dat (Pb-Pb) o wieku krystalizacji skał należących do transkandyńskiego pasma magmowego (TIB) i orogenu swekofeńskiego z obszaru południowej Szwecji (wg Johanssona i in., 2022); H – dane z obszaru środkowego i południowego Bałtyku (na podstawie: Johansson i in., 2006; Salin i in., 2019, 2021; Krzemińska i in., 2021; Sundblad i in., 2022)



Anortozyty (AMCG)

Anortozyty i współwystępujące z nimi noryty, gabronoryty i leukogabra są notowane w profilach wiertniczych Udryń (wszystkie otwory), Krzemianka (wszystkie otwory), Suwałki IG 1, Jeleniewo oraz Kętrzyn IG 1, Sejny IG 1 i IG 2. Najlepiej są rozpoznane grubokrystaliczne anortozyty suwalskie (Ryka, 1998; Wiszniewska, 2002; Wiszniewska, Krzemińska, 2021). Te leukokratyczne skały, zbudowane z kumulatywnego plagioklaz (80–95%), nierzadko zawierają większe kryształy o wymiarach 10–15 cm, iryzującego na niebiesko labradoru (fig. 27B), o zawartości cząsteczki anortozytu 55% An, otoczone średnioziarnistym matriksem plagioklazowym, oraz akcesoryczny piroksen i tytanomagnetyt z ilmenitem. Towarzyszące im noryty i gabronoryty cechuje większy udział piroksenów.

Obserwacje deformacji fenokryształów plagioklazów i piroksenów, także obecnych w anortozytach masywów Suwałki i Sejny, wskazują, że magma macierzysta przemieszczała się ku powierzchni w postaci zawiesiny plagioklazów i piroksenów (zapis krystalizacji w stanie wysokich ciśnień). Umiejscowienie półplastycznego diapiru plagioklazowego odbywało się w warunkach ciśnień ok. 3–5 kbar w wyniku wciśnięcia plastycznej substancji rudnej w strefy spękań tektonicznych (złoża Udryń).

Stosunki inicjalne ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd i ¹⁸⁶Os/¹⁸⁷Os w anortozytach i norytach ze złoża Krzemianka i Udryń wskazują na skorupowe pochodzenie magmy macierzystej anortozytów, ujemne zaś wartości ε_{Nd} w zakresie od –2,5 do –5,3, świadczą o udziale w stopie macierzystym materiału ze starej skorupy paleoproterozoicznej (Wiszniewska, 2002).

W strefach brzeżnych masywu suwalskiego jest skoncentrowana mineralizacja rudna Fe-Ti-V, tworząc złoża Krzemianka, Jeleniewo, Udryń, Jezioro Okrągłe. Minerale kruszcowe z dużych ciał rudnych mogą obejmować ponad 70% objętości skały, tworząc ferrolity (fig. 27C). Rudy ilmenitu-magnetytu z wanadem (średnio 0,26–0,31% V₂O₅) wypełniają także szczeliny tektoniczne na granicach gabronorytu/diorytu/anortozytu. Badania wykazały, że głównym nośnikiem wanadu jest magnetyt zawierający średnio 0,42% wag V₂O₅, w mniejszym stopniu ilmenit zawierający średnio 0,14% wag V₂O₅ (Mikulski i in., 2022). Tlenki Fe-Ti-V reprezentują dwie serie roztworów stałych: magnetyt-ulwöspinel i ilmenit-hematyt, które tworzyły się w zależności od warunków oksydacyjnych i p-T zarówno w ferrolitach, jak i w skałach macierzystych (Wiszniewska, Petecki, 2014). W obrębie masywu anortozytowego sporadycznie występują nelsonity, skały złożone wyłącznie z ilmenitu i apatytu. W Polsce były notowane w jednym otworze Łopuchowo IG 1, na skraju masywu suwalskiego (fig. 27C). Na świecie mają znaczenie złożowe, tak jak w Kirunie. Ponadto w wielu miejscach towarzyszą anortozytom jako skały rudne (Charlier i in., 2015). Oba główne minerały w nelsonitach są wzbogacone: apatyt – w pierwiastki ziem rzadkich, natomiast ilmenit – w wanad i tytan (Krzemiński i in., 1988). Badania nelsonitu z otworu Łopuchowo IG 1 świadczą o niemieszalności stopów bogatych z jednej strony w krzemionkę, z drugiej – w Fe-Ti-P (Kozłowski, Wiszniewska, 2001), jednak mechanizmy wzbogacania Fe są różnorodne i obejmują kombinację procesów magmowych i hydrotermalnych. Roztwory magmowo-hydrotermalne skutecznie koncentrują Fe, tworząc największe złoża magnetytowo-apatytowe, podczas gdy procesy frakcjonowania kryształów i niemieszalności stopów mogą odpowiadać za mniejszą skalę mineralizacji Fe (Reich i in., 2022).

5

Chronostratygrafia prekambry na obszarze Polski

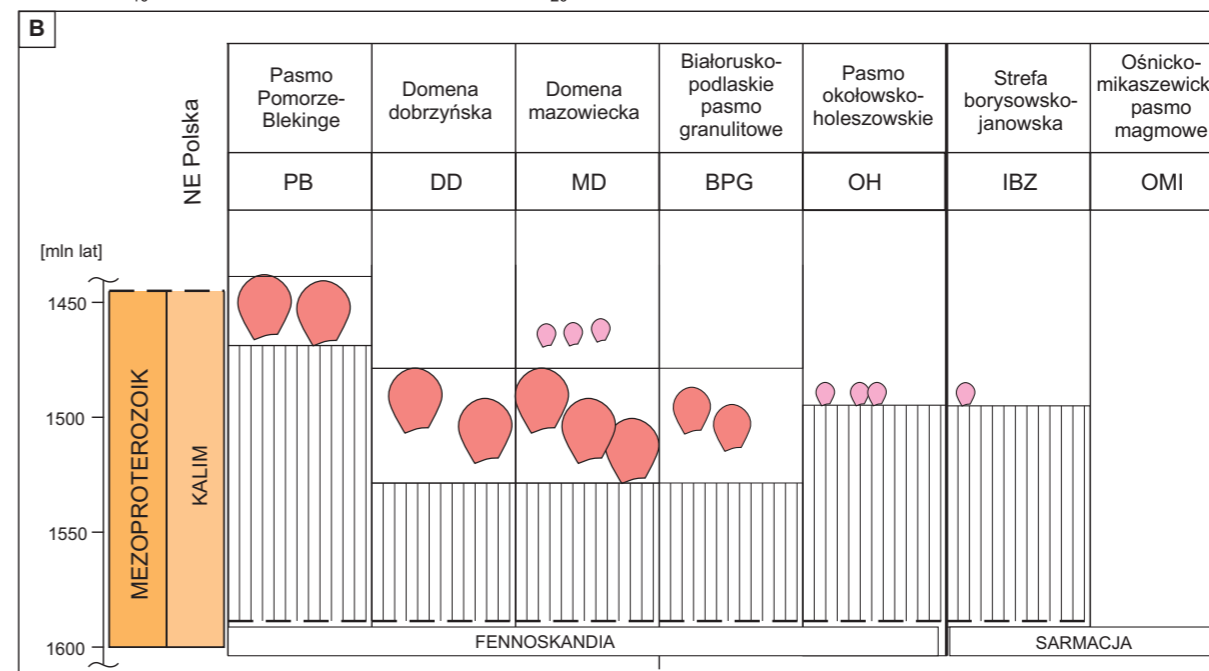
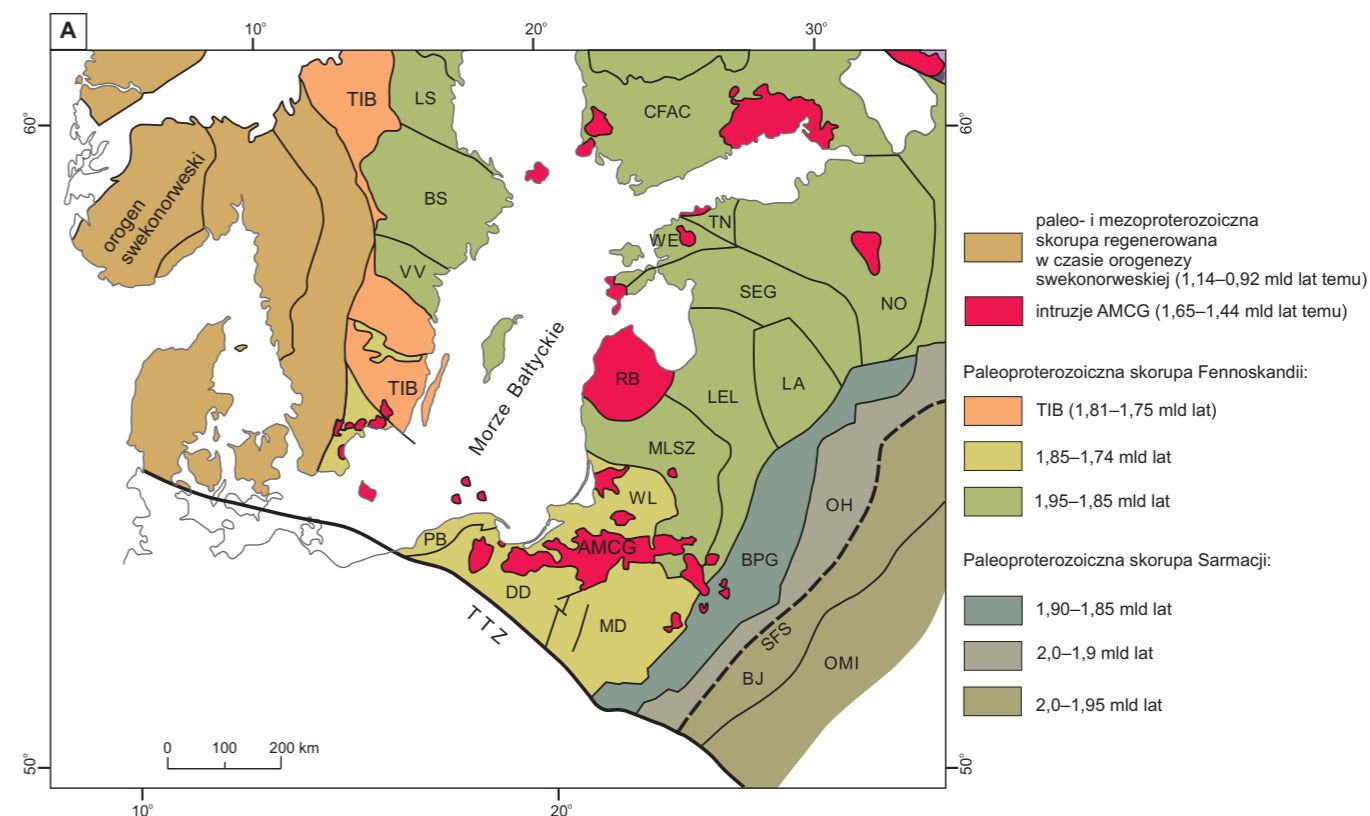


FIG. 25. Zapis aktywności magmowej w mezoproterozoiku w różnych domenach skorupowych podłoża krystalicznego NE Polski: A – pasma magmatyzmu AMCG wyróżnione na nowej mapie kratonu wschodnioeuropejskiego na tle paleoproterozoicznych jednostek (wg Johanssona i in., 2016; Krzemińskiej i in., 2017); B – schemat rozmieszczenia magmatyzmu w wyróżnionych domenach skorupowych

Czarnokity i mangeryty (AMCG)

Wśród granitoidów, na podstawie obecności ortopiroksenu oraz antypertytu, wyróżnia się mangeryty (inaczej hiperstenowe monzonity) oraz czarnokity (inaczej kwarcowe monzonity i dioryty z hiperstenem). Tego typu skały występują w kilku lokalizacjach, w obrębie rozległego pasma skał plutonicznych tworzących kompleks skał AMCG (Bagiński i in., 2001; Bagiński, Krzemińska, 2005; Bagiński, 2006) o wieku 1,53–1,49 mld lat. Największą miąższość zanotowano w profilach z wierceń Bilwinowo IG 1 oraz Kościierzyna IG 1. W innych miejscach wystąpienia tych skał są lokalne, np. w profilach otworów: Dobre Miasto 1, Dębowiec Warmiński 3, Zaręby 1, Pieszkowo 1, Bartoszyce IG 1, Barciany 1, Pawłówka PIG 1, 1A, Łopuchowo IG 1, Boksze IG 1, Żubryń IG 1.

Skały czarnokitowe należą geochemicznie do serii alkaliczno-wapniowej z przejściami do serii alkalicznej i mają charakter skał żelazistych, metaluminowych, sporadycznie słabo peraluminowych oraz cechy granitoidów typu A. Wartości parametru inicjalnego ε_{Nd} są zawsze ujemne w szerokim przedziale od –1,3 do –6,8, co wskazuje na skorupowe pochodzenie. Ich geneza nie do końca jest wyjaśniona. Wskazuje się na częściowe topienie dolnej skorupy (Duchesne i in., 2010). Produktami topienia był stop granitowy, utle-

niony i uwodniony (bogaty w H₂O), z hornblendą i biotytem oraz stop anortozytowo-ferrodiorytowy, który powstawał w suchych i bardziej zredukowanych warunkach. Jest to kolejny dowód na to, że w kompleksach AMCG mogą wytworzyć się dwa różne zestawy skał podczas tego samego epizodu topnienia.

Granitoidy (należące do kompleksu AMCG)

Najbardziej typowe dla polskiej asocjacji AMCG pozostają granitoidy typu A o składzie monzonitu i kwarcowego monzonitu. Z uwagi na powszechną porfirową teksturę i wyróżniające się makroskopowo fenokryształy różowych skaleni, skały określa się mianem granitoidów rapakiwi lub rapakiwipodobnych – określenie nieformalne stosowane głównie w Polsce i na Litwie. Choć brak tu typowych dla klasycznych rapakiwi owalnych form fenokryształów skalenia potasowego, otoczonego kontrastową jasną plagioklazową obwódką jak w wyborgicie (Finlandia/Rosja), tekstura jest wyrażona obecnością porfirokryształów skalenia potasowego z obwódką plagioklazową oraz euhedralnych megakryształów plagioklazów tkwiących w drobno-kryształicznym matriks (fig. 28). Geneza tekstur typu rapakiwi jest dyskutowana od wielu lat. Przypuszcza się, że jej tworzenie może być związane z dekompresją (Eklund, Shebanov, 1999) albo z mieszaniami magm maficznych i felzytowych (Heinonen i in., 2010).

5

Chronostratygrafia prekambru na obszarze Polski

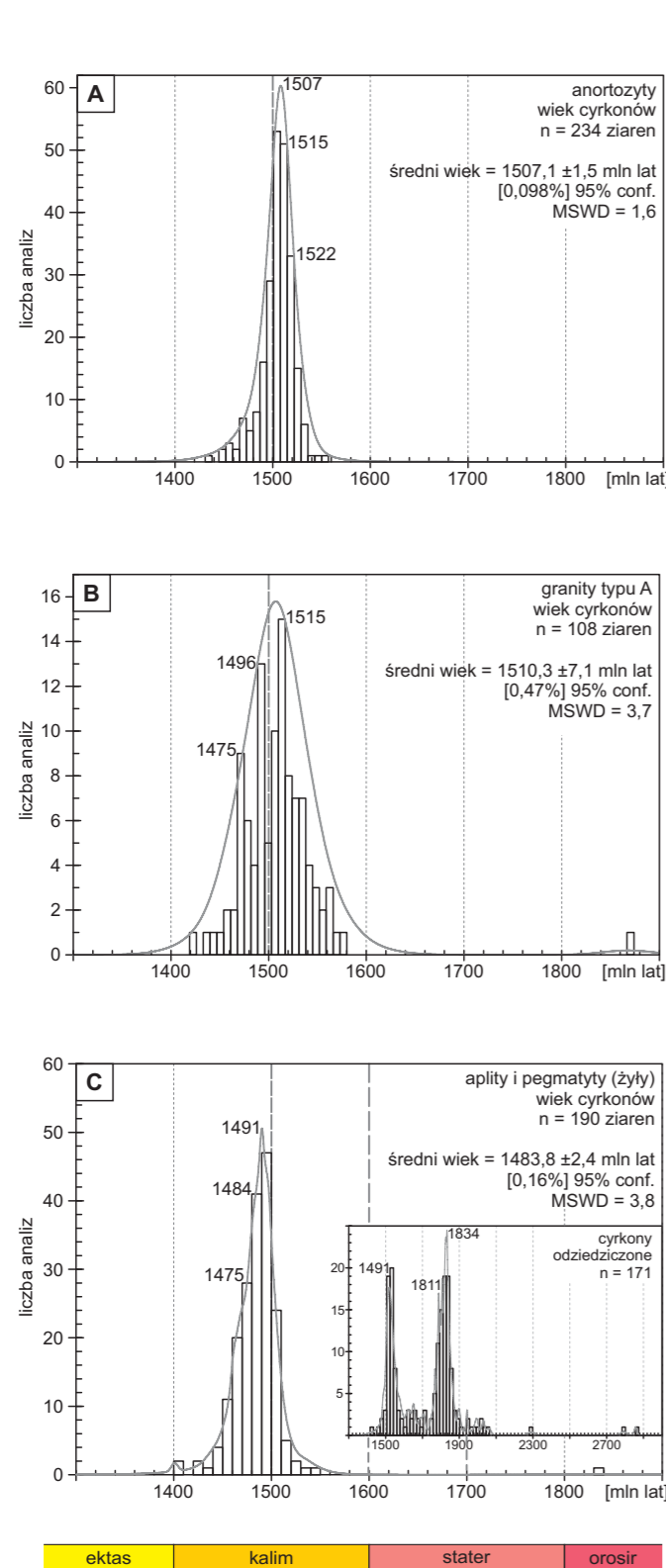


FIG. 26. Zestawienie wieków krystalizacji skał magmowych w obrębie suwalskiego masywu anortozytowego. Porównanie wyników analiz U-Pb pojedynczych ziaren cyrkonu ze skał formacji AMCG (anortozyt, mangeryt, czarnokit i granitoid): **A** – anortozyty, 4 próbki (otwory: Krzemianka H, J, Szlinokiemijskie PIG 1, Łopuchowo IG 1) n = 234 analizy; **B** – granitoidy typu A, 3 próbki (otwory: Krasnopol IG 5, Filipów IG 1, Łopuchowo IG 1), n = 108 analiz; **C** – apłity i pegmatyty tnące składniki AMCG – 13 próbek (otwory: J. Szlinokiemijskie PIG 1, Boksze IG 1, Krzemianka 72, Udryń, Jeleniewo 2, 4, 5, Łopuchowo IG 1) n = 190 analiz. Kolekcja danych z uwzględnieniem ziaren odziedziczonych pokazana osobno (dane Wiszniewskiej, Krzemińskiej, 2021)



FIG. 27. Skały z masywu suwalskiego: **A** – anortozyt grubokrystaliczny charakterystyczny dla obszaru Krzemianka (K-7); **B** – polisyntetyczne zbliżony megakryształ iryzującego plagioklastu (labrador- bytownit) z anortozytu, otwór Jeleniewo IG 4; **C** – po stronie lewej – ferrolit, skała ilmenitowo-magnetytowa w obrębie anortozytów leukokratycznych, otwór Udryń IG 16; po stronie prawej – nelsonit, drobnokrystaliczna skała apatytowo-magnetytowo-ilmenitowa, występująca na granicy z leukonorytem, otwór Łopuchowo IG 1

W podłożu krystalicznym, w północnej i NE Polsce, granitoidy o teksturze rapakiwi (rapakiwopodobnej) są notowane powszechnie w profilach podłoża krystalicznego (fig. 25) w rejonie intruzji suwalskiej, kętrzyńskiej, kościerskiej oraz na Podlasiu (Bągiński i in., 2001; Grabarczyk i in., 2023). W większości są to bogate w alkalia dioryty, tonality i granodiority, rzadziej monzogabra (otwór Żelazna Góra 3) i granity (otwór Pietkowo IG 1) – skały o teksturze porfirowej zawierające w różnych proporcjach hornblendę, biotyty, a często także klinopiroksen. Geochemicznie są to żelazowo-potasowe granitoidy typu A (Dörr i in., 2002; Skridlaite i in., 2003; Grabarczyk i in., 2023), charakteryzujące się wzbogaceniem w żelazo wyrażonym wysokim stosunkiem $FeO_T/(FeO_T + MgO)$ lub proporcją FeO_T/MgO oraz wzbogaceniem w pierwiastki niedopasowane z grupy HFSE (Zr, Nb, Ce, Y), co jest charakterystyczne dla granitoidów typu A. Na podstawie wykresów dyskryminacyjnych, opartych na koncentracjach podanych pierwiastków, granitoidy wykazują cechy geochemiczne typowe dla granitoidów wewnątrzplityowych.

Wartości izotopowego parametru inicjalnego ϵ_{Nd} , dające wskazania dotyczące pierwotnego źródła pochodzenia badanego materiału, są zawsze ujemne w zakresie od -2,3 do -4,7. Przy wieku modelowym, T_{DM} 2,01–2,19 mld lat, wartości te wskazują na obszary źródłowe magm macierzystych położone w obrębie dolnej skorupy paleoproterozoicznej. Regionalnie charakterystyczny jest wzrost ujemnych wartości ϵ_{Nd} z zachodu na wschód największego kompleksu plutonicznego: od -2,3/-2,4 w części pomorskiej (Malbork IG 1, Nowa Kościelnica 1), przez -3,4 na obszarze Warmii (otwór Rodnowo 1), do -4,4 i -4,7 w części mazurskiej (Kętrzyn IG 1, Filipów IG 1).

Czas krystalizacji różnych ogniw AMCG (tab. 5) od Mazur do Bałtyku (Dörr i in., 2002; Wiszniewska, Krzemińska, 2021; Krzemińska i in., 2021) najlepiej koreluje się z wystąpieniami AMCG na terenie Białorusi, jak Mosty (wiek 1505 ± 11 mln lat; Sundblad i in., 1994), i Litwy (Lazdijai i Visiejai; wiek 1522 ± 6 i 1509 ± 8 mln lat, Skridlaite i in., 2008).

Granitoidy żyłowe

Osobną kategorię, genetycznie niezwiązaną z asocjacją AMCG, stanowią intruzje żyłowych granitoidów leukokratycznych. Tną one skały intruzji AMCG oraz otoczenia paleoproterozoicznego (Wiszniewska, Krzemińska, 2021). Odnotowano je niemal we wszystkich profilach serii otworów: Krzemianka, Udryń, Jezioro Okrągłe, a także Pawłówka, Boksze, Krasnopol 5, Parczew IG 10 strop, Holeszów IG 2 strop, Wisznice IG 1.

Najczęściej są to czerwone i różowe, równoziarniste skały (fig. 29) średnio- lub drobnokrystaliczne (apłity) i pegmatyty, geochemicznie należące do serii alkaliczno-wapniowej lub alkalicznej. Mają cechy peraluminowe. Ujemne wartości parametru ϵ_{Nd} , w zakresie od -3,5 do -2,1, oraz wiek modelowy, w przedziale 1,99–2,25 mld lat, wskazują na pochodzenie z paleoproterozoicznej skorupy. Jako skały bogate w glin mają charakterystyki geochemiczne wskazujące na granity typu S. Zapis starszego pochodzenia potwierdza obraz wyraźnie odziedziczonych środków ziaren cyrkonów. W profilach Krzemianka 72, Jezioro Szlinokiemijskie PIG 1, Łopuchowo IG 1, Boksze IG 1 uzyskano dość podobne wyniki dla dominującej populacji starszych cyrkonów odpowiednio: 1837 ± 7, 1838 ± 7, 1836 ± 6, 1844 ± 11 mln lat (Wiszniewska, Krzemińska, 2021). Dzięki tym danym wiadomo, że mikrogranity (apłity) powstały w wyniku przetopienia lokalnej późnopaleoproterozoicznej skorupy ziemskiej o wieku 1,83–1,84 mld lat.

Środkowy kalim: skały metamorficzne, orto- i paragnejsy

Na obszarze północnej Polski głębokość zalegania skał krystalicznych wynosi ok. 2–3 km. W pasie prostopadłym do strefy Teisseyre'a-Tornquista, na zachód od Warmii, wykonano parę głębokich otworów wiertniczych, które dotarły do podłoża krystalicznego (Krzemińska i in., 2017). Bezpośrednie informacje o tych skałach są ograniczone jedynie do sześciu profili wiertniczych. Dostarczyły one próbek skał metamagmowych (ortognejsy) oraz w jednym przypadku zmiędzonych skał osadowych (paragnejsy).

Ortagnejsy

W profilach otworów Prabuty IG 1 (poniżej głęb. 3894,6 m), Olsztyn IG 2 (poniżej 2748 m), Nidzica IG 1 (2304 m), Kiwajny 1k (2843 m), Dębowiec Warmiński 2 (2798 m) rozpoznano skały metamorficzne o magmowym protolicie (ortognejsy). Nazwane zostały one granitojejsami (Juskowiak, 1971) o składzie mikroklinowo-oligoklastowym. Analizy U-Pb izotopowe wskazują, że we wszystkich badanych próbkach, obrosty metamorficzne na magmowych cyrkonach powstały między 1506 ± 16 a 1470 ± 18 mln lat temu (Krzemińska i in., 2017). Ten zakres wieku metamorfizmu potwierdza także wynik uzyskany z datowania ziaren monacytu z profilu Prabuty IG 1 (1499 ± 12 mln lat).

W każdym z przypadków wiek metamorfizmu wydaje się być wyraźnie związany przestrzennie i czasowo z pojawieniem się pasma intruzji AMCG, odpowiednio na Warmii i w rejonie Kościerzyny (tab. 5).

5

Chronostratygrafia prekambru na obszarze Polski

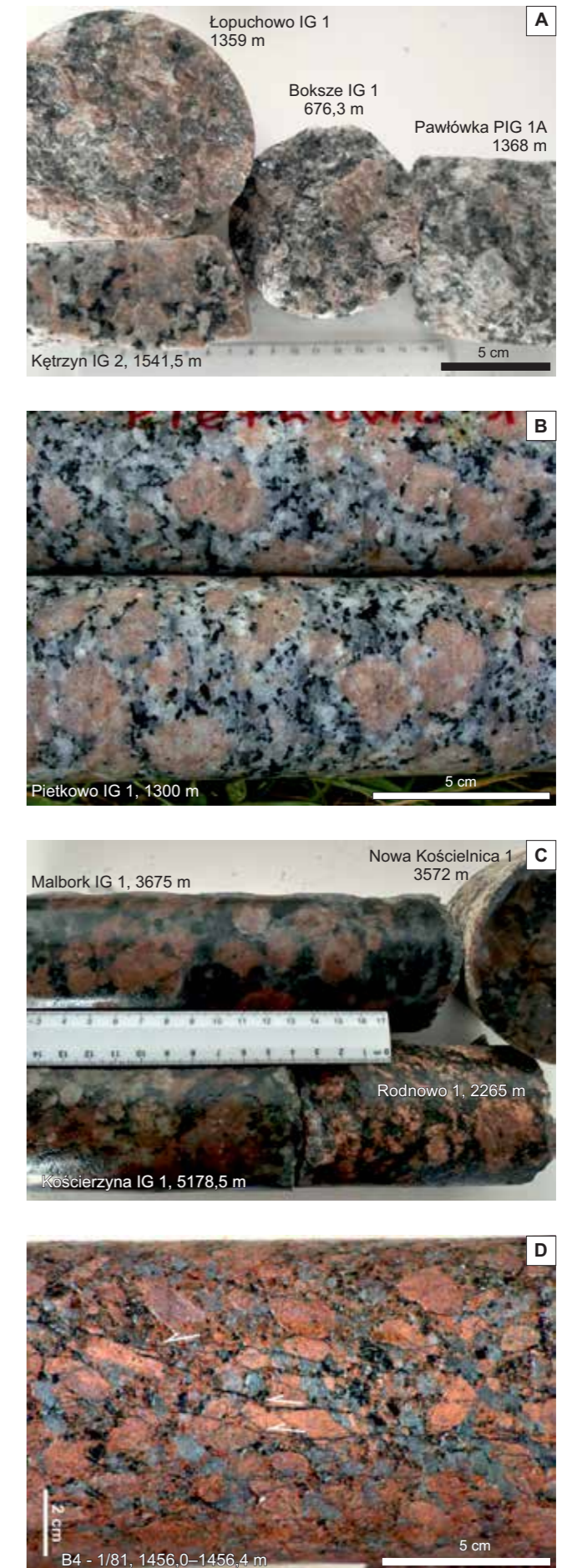


FIG. 28. Cechy litologiczne granitoidów typu A z teksturą rapakiwi z formacji AMCG (anortozyt, mangeryt, czarnokit, granitoid): **A** – kwarcowe dioryty porfirowe z otoczenia anortozytów suwalskich i kętrzyńskich, otwory: Łopuchowo IG 1, Kętrzyn IG 2, Boksze IG 1, Pawłówka PIG 1A; **B** – kwarcowe monozony z intruzji z pogranicza Mazowsza i Podlasia, otwór Pietkowo IG 1; **C** – monozony z intruzji kościerskiej i Warmii, otwory: Malbork IG 1, Kościerzyna IG 1, Nowa Kościelnica 1, Rodnowo 1; **D** – granity z obszaru południowego Bałtyku otwór B4-1/81. Fot. A i C – E. Krzemińska, B – A. Grabarczyk-Gurba, D – S. Salwa

5

Chronostratygrafia prekambru na obszarze Polski

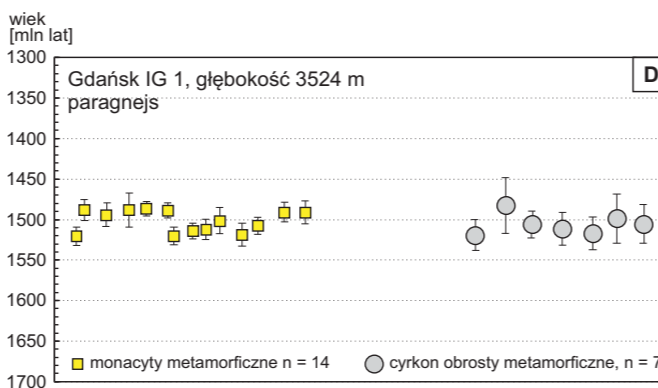
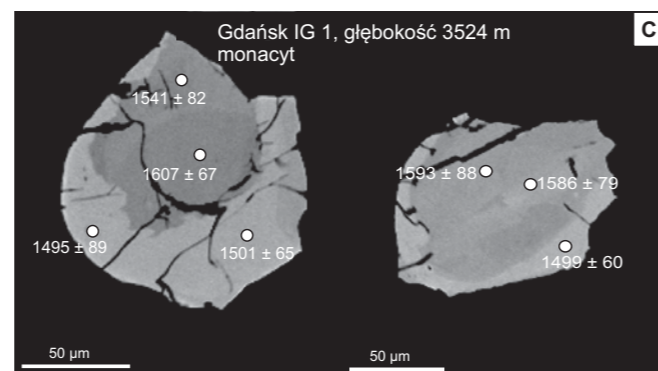
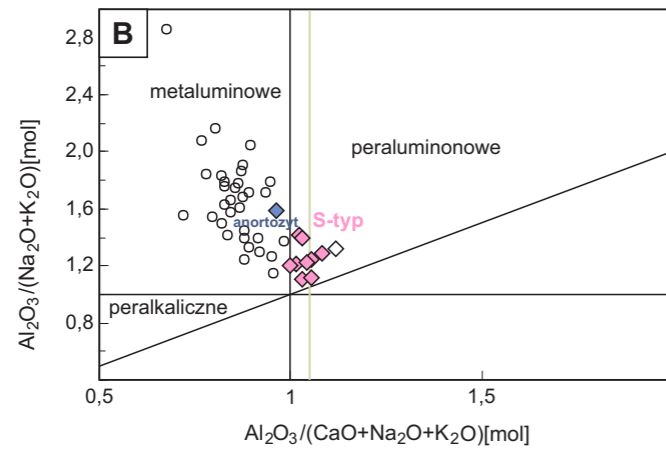
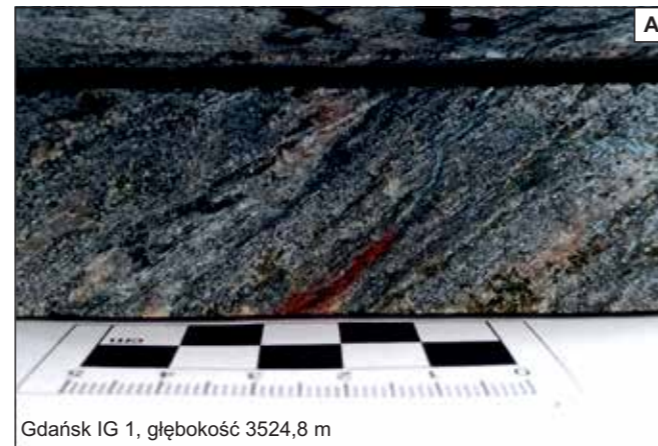


FIG. 29. Skaly żyłowe tnące składniki intruzji formacji AMGG na obszarze masywu suwalskiego przykład z profilu Krzemianka 72: A – fragment rdzenia drobnokrystalicznego granitu (aplitu) z głęb. 1995 m; B – peraluminowe cechy granitów żyłowych w kontraście do metaluminowych charakterystyk granitoidów typu A (Maniar, Piccoli, 1989); C – wiek cyrkonów z applitu Krzemianka 72 oraz obraz katodoluminescencyjny wewnętrznej budowy cyrkonów z powszechną populacją odziedziczonych paleoproterozoicznych środków i mezoproterozoicznymi obwódkami; D – wiek krystalizacji granitów żyłowych wyznaczony na podstawie analiz obwódek na cyrkonach

5

Chronostratygrafia prekambru na obszarze Polski

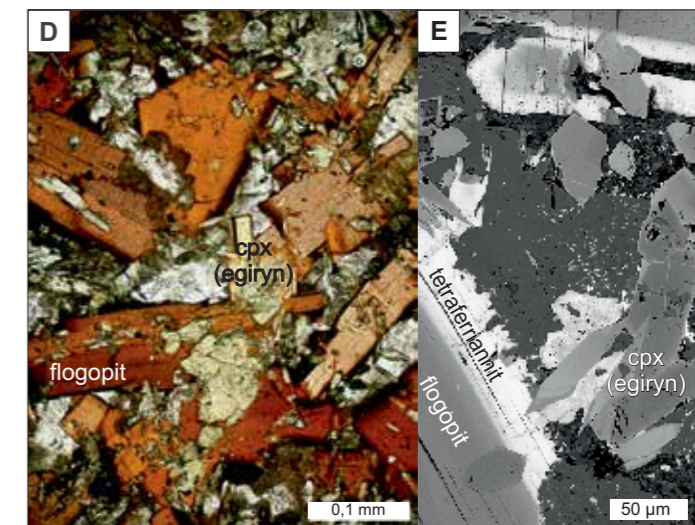
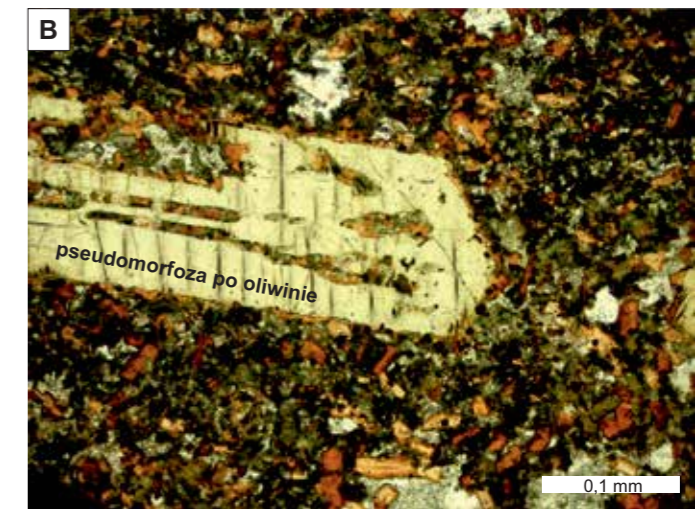
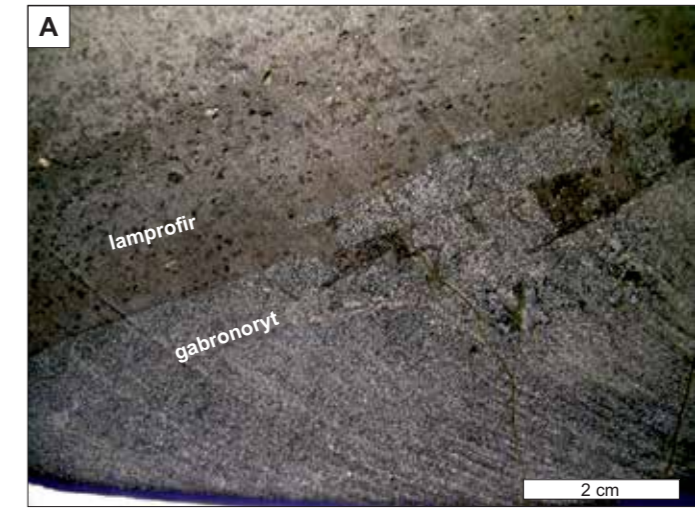


FIG. 31. Żyły alkalicznych lamprofirów w profilach otworów Sejny i Wigier: A – ostry kontakt lamprofiru (wiek K-Ar: późny sten) z gabronorytem (wiek U-Pb: kalim), otwór Sejny IG 1, głęb. 578 m; B-C – skład mineralny lamprofiru, otwór Sejny IG 1, głęb. 576 i 578,6 m; widoczna pseudomorfoza po oliwinie oraz tło skalne złożone z biotytu o budowie pasowej, z alkalicznych piroksenów i skaleni, kalcytu, nefelinu; obrazy odpowiednio mikroskop polaryzacyjny, polaryzatory skrzyżowane, mikroskop elektronowy obraz BSE; D-E – skład mineralny lamprofiru ze spagu, otwór Wigry IG 1, głęb. 1423 m. W składzie mineralnym widoczne dominujące blaszki biotytu o silnie pasowej budowie i składzie od flogopitu do tetraferriannitu, liczne igielkowe wzrostki klinopiroksenów i pseudomorfozy pooliwinowe; obrazy odpowiednio z mikroskopu optycznego i elektronowego BSE

Jednocześnie wiek magmowego protolitu w każdym przypadku jest późnoproterozoiczny w zakresie od 1819 ± 34 (Nidzica IG 1) do 1758 ± 12 mln lat (Prabuty IG 1 i Kiwajnym 1k).

Paragnejsy

W podłożu krystalicznym północnej części Polski skały z osadowym protolitem nie są często notowane (Krzemińska i in., 2017). Udokumentowano je tylko w jednym otworze wiertniczym (wiercenie Gdańsk IG 1). Paragnejsy z profilu Gdańsk IG 1 pojawiają się na głębokości poniżej 3480 m, tworząc monotonną serię o miąższości ok. 43 m, złożoną z laminowanego, miejscami silnie zdeformowanego gnejsu biotytowo-silimanitowego z nielicznymi retrogresywnymi granatami. Cechy geochemiczne skał (sensu Herron, 1988) są analogiczne do szarogłazów (Gurba i in., 2023). Osady zostały zmetamorfizowane w warunkach facji amfibolitowej (650–630°C), na co wskazują obliczenia na podstawie formuł termometrów geologicznych granat-biotyt i biotyt. Skały wykazują teksturę kierunkową (60–70°) z kierunkowo ułożonym melanosomem, składającym się z blaszek i zdeformowanych kryształów granatu oraz pryzmatycznych ziaren silimanitu, które tworzą rozległe agregaty. Mineralami akcesorycznymi są cyrkon, monacyt, apatyt i tenki Fe-Ti. Leukosom składa się głównie z kwarcu, plagioklastu i czerwonego skalenia alkalicznego, którego wielkość nie przekracza 0,6 mm. Wiek metamorfizmu oznaczono kilkoma metodami (fig. 30), w tym izotopowo (datowanie U-Pb cyrkonu i monacytu) oraz techniką chemiczną (datowanie ziaren monacytu). Obrosty metamorficzne na detrytycznych cyrkonach rejestrują izotopowo zdarzenie ~1485 ± 9 mln lat temu (Gurba i in., 2023). Wiek izotopowy monacytu jest nieco wcześniejszy, 1498 ± 6 mln lat, ale w obu przypadkach wskazuje na środkowy kalim. Datowanie chemiczne Th-U-Pb monacytów potwierdza czas metamorfizmu ~1494 ± 23 mln lat temu. Wiek ten jest zbliżony do czasu anorogenicznej aktywności magmowej AMCG i etapów tworzenia się pasma intruzji w tym regionie (tab. 5).

5.3.2. System ektaś, 1400–1200 mln lat temu

Na obszarze Polski w podłożu krystalicznym do tej pory nie stwierdzono skał z zakresu systemu ektaś (Krzemińska i in., 2017). Najbliżej położone domeny utworzone w czasie 1400–1200 mln lat temu znajdują się w SW części Szwecji i Danii, gdzie od ~1340 mln lat temu był rozpowszechniony pre-swekonorweski magmatyzm bimodalny (Johansson i in., 2022). Nieco później, w środkowej Szwecji i Finlandii, notuje się wystąpienia dajek dolerytów (Söderlund i in., 2006) o zbliżonym wieku: 1264–1271 (Dalarna), 1256–1259 (Västernorrland-Ulvö-Satakunta) i ~1247 mln lat (Jämtland).

5.3.3. System sten, 1200–1000 mln lat temu

System sten w podłożu krystalicznym Polski jest reprezentowany przez pojedyncze wystąpienia lamprofirów, wyłącznie w dwóch otworach wiertniczych. Pojawiają się one w profilu otworu Sejny IG 2, przecinając w kilku miejscach dominujące tam anortozyty i gabronoryty (fig. 31). Alkaliczne lamprofiry występują w stropowym odcinku, na głęb. 569–609 m, tworząc 14 żył i żyłek o miąższości od 3 cm do 2 m, łącznie ok. 8,4 m. Ich wiek określony metodą K-Ar (wiek stygnięcia) wynosi 1110 ± 33 i 1083 ± 32 mln lat. Ponadto w niewielkiej odległości od Sejny, w profilu otworu Wigry IG 1, na głęb. 1423 m występuje żyła lamprofiru wapniowo-alkalicznego, którego wiek stygnięcia określono na 1152,7 ± 32, mln lat. Prezentowane wyniki są uśrednionym wiekiem biotytu, którego układ izotopowy zamyka się dopiero poniżej temperatury 280°C. W przypadku szybkiego stygnięcia wynik może być niemal identyczny z wiekiem intruzji, przy założeniu nieznacznych strat argonu ⁴⁰Ar. Jest to jak dotąd jedyny zapis aktywności magmowej w tym okresie w podłożu krystalicznym NE Polski (Krzemińska i in., 2017).

5.4. NEOPROTEROZOIK 1000–538 MLN LAT TEMU

Z przełomem mezo- i neoproterozoiku oraz początkiem neoproterozoiku był związany okres powszechnej denudacji kontynentu, w trakcie której nastąpiła fizyczna przeróbka skał podłoża krystalicznego i pojawienie się regolitu (np. Peters, Gaines, 2012). Dość globalnie występuje wówczas luka stratygraficzna zwana jako „wielka niezgodność”, która w większości regionów oddziela kontynentalne podłoże krystaliczne od znacznie młodszych, niekiedy ediakarskich i kambryjskich warstw osadowych. Termin po raz pierwszy został wprowadzony przez Powella (1875) przy opisie warstw Wielkiego Kanionu Colorado. Powierzchnię tę, która rejestruje erozję i wietrzenie skorupy kontynentalnej, a następnie – po długotrwałej przerwie – nagromadzenie osadów, można prześledzić

FIG. 30. Zapis metamorfizmu sprzed ok. 1500 mln lat; otwór Gdańsk IG 1: A – paragnejs biotytowo-silimanitowy z granatami – próbka rdzenia z głęb. 3524,8 m; B – obraz wewnętrznej budowy ziaren cyrkonu (CL) z lokalizacją analiz izotopowych i datami U-Pb; widoczne detrytyczne środki o paleoproterozoicznym wieku i mezoproterozoiczne obrosty metamorficzne; C – obraz BSE wewnętrznej budowy metamorficznych monacytów z lokalizacją analiz i uzyskanymi wartościami wieku wraz z błędem pojedynczej analizy (datowanie chemiczne WDS Cameca SX100); D – zestawienie wyników analiz izotopowych wieku metamorficznych obrostów cyrkonów i monacytów (dane na podstawie Gurby i in., 2023)

5

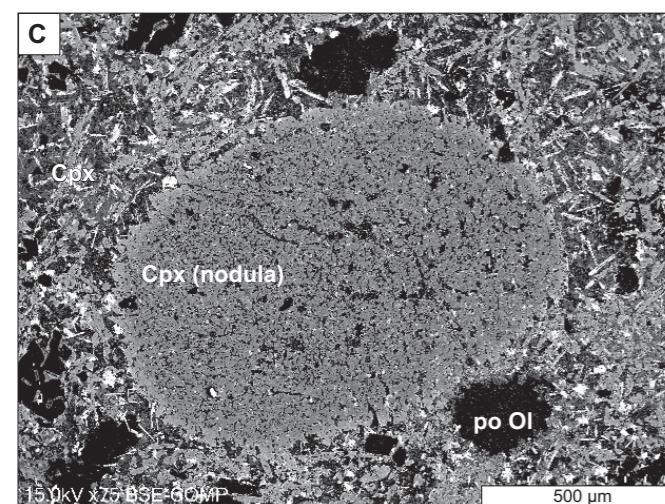
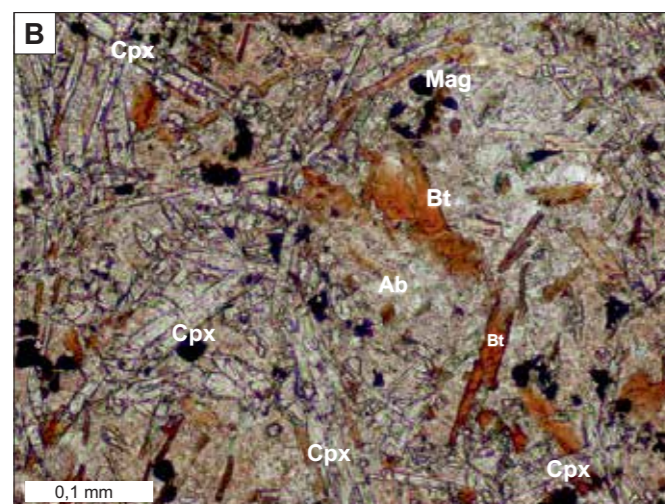
Chronostratygrafia
prekambru
na obszarze Polski

FIG. 32. Żyła lamprofiru alkalicznego, otwór Wigry IG 1, głęb. 845 m: **A** – ostry kontakt żyły lamprofiru z granitoidem (paleoproterozoik) ze stropu profilu; **B** – drobnokrystaliczne tło skalne z biotytem (Bt) klinopiroksenem (Cpx) i skaleniem alkalicznym (Ab) i magnetytem (Mag), obraz spod mikroskopu optycznego, polaryzatory równoległe; **C** – dwie generacje klinopiroksenów: (1) agregaty o owalnym kształcie – nodule klinopiroksenowe, interpretowane jako odmieszania alkalicznej magmy powstające na większych głębokościach oraz (2) dominujące w tle skalnym igielkowate kryształy piroksenu (Cpx) z udziałem cząsteczki akmitowej. W polu widzenia pojedyncze pseudomorfozy poolwinowe. Obraz BSE z mikroskopu elektronowego

(Liivamägi i in., 2021). W większości paleogleb zaznacza się jednak ich późniejsza diagenetyza, która miała miejsce we wczesnym paleozoiku.

5.4.1. System ton, 1000–720 mln lat temu

Żyły lamprofirów alkalicznych w podłożu krystalicznym

W podłożu krystalicznym NE Polski aktywność magmowa na początku neoproterozoiku była niemal nieobecna, w przeciwieństwie do skrajnie zachodnich rejonów Bałtyki (na zachód od transkandynawskiego pasma magmowego TIB), gdzie między 1,1 a 0,9 mld lat temu miały miejsce znaczące wydarzenia orogenezy swekonorweskiej i jej odpowiednika w Laurencji, orogenezy grenwillskiej (Johansson i in., 2022). W polskiej części kratonu, na przełomie mezo- i neoproterozoiku, jedyny zapis aktywności magmowej z systemu ton to żyły lamprofiru alkaliczno-wapniowego w stropowej części profilu Wigry IG 1 z głęb. 845 m i 849 m, tnące granitoidy (fig. 32). W klasyfikacji geochemicznej jest to minetta. Z uwagi na drobnokrystaliczną teksturę oznaczenie geochronologiczne metodą K-Ar wykonano na całej skale, uzyskując wiek (stygnięcia) $973,5 \pm 32$ mln lat – wczesny ton.

Z obszaru centralnej Fennoskandii jak dotąd nie ma doniesień o tego typu skałach alkalicznych (lamprofirach alkaliczno-wapniowych i alkalicznych) z przełomu mezo- i neoproterozoiku.

Formacja poleska

W zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej pokrywa osadowa, poprzedzająca ediakar, wykształciła się lokalnie na „wielkiej niezgodności”, która oddziela podłoże krystaliczne od znacznie młodszych osadów. Biorąc pod uwagę datowania U-Pb cyrkonów z najmłodszych skał podłoża krystalicznego, maksymalny wiek tej niezgodności można oszacować na szeroki przedział czasowy późniejszy niż 1500 mln lat.

Najwcześniejsze, niezmetamorfizowane osady były deponowane jedynie lokalnie na podłożu krystalicznym w miejscach, w których rozwinęły się rowy tektoniczne w pierwszym etapie ryftowania, które wystąpiło na przełomie mezo-proterozoiku i neoproterozoiku (Bogdanova i in., 2008).

W Polsce najstarsze osady występują w basenie lubelsko-podlaskim, jako silikoklastyczna formacja poleska (Juskowiakowa, 1974; Areń, 1982; Wichrowska, 1994; Paczeńska, 2007). Najstarsze w Polsce skały osadowe należące do formacji poleskiej można obserwować w profilu otworu Kaplonosy IG 1, na głęb. 1811–1877 m, a także otworu Busówno IG 1, od głęb. 4082,0 m do spągu otworu (4154,5 m). Są to mułowo-piaszczyste osady, które bezpośrednio pokrywają zerodowane paleoproterozoiczne podłoże krystaliczne. Reprezentują one zachodni, marginalny fragment dużego basenu sedimentacyjnego, znajdującego się w większej części na terytorium Białorusi i na Ukrainie o analogicznej nazwie wydzielenia. Seria poleska wypełnia SW część aulakogenu Wołyń-Orsza (Shumlyansky i in., 2015, 2023; Paszkowski i in., 2019), dzieląc się na trzy formacje z Romeyk, Polytsi i Zhobryna, znane w literaturze ukraińskiej jako suity (Shumlyansky i in., 2023). Wspomniane osady gromadziły się głównie w obrębie – wydłużonego w kierunku NE–SW – rowu tektonicznego (aulakogenu). Ich miąższość mogła dochodzić do 1000 m w centralnej części basenu na terytorium Białorusi (Makhnach i in., 1976; Garetsky i in., 1987; Bogdanova i in., 2008). Osady formacji poleskiej i skały podłoża krystalicznego pod koniec prekambru zostały poddane erozji, która doprowadziła do powstania powierzchni zrównania oraz łuki stratygraficznej (Poprawa, Paczeńska, 2002).

Niezgodnie na utworach formacji poleskiej zalega kompleks utworów wulkanogenicznych formacji sławatyckiej (Paczeńska, Poprawa, 2005; Paczeńska, 2006). Między krystalinikiem a utworami formacji poleskiej istnieje luka związana z denudacją podłoża. Skały osadowe spoczywają na cienkiej warstwie glin zwietrzlinowych (paleogleb). Silikoklastyczna formacja poleska składa się z drobnociastych, dobrze wysortowanych piaskowców arkozyowych barwy czerwonej, kremowej, często plamistych (fig. 33A), reprezentowanych przez odmiany kwarcowe i skalenioowo-kwarcowe z warstwowaniem przekątnym w dużej skali, z przewarstwieniami szarego piaskowca drobnociastego i cienkimi warstewkami ilastymi (Juskowiakowa, 1974; Wichrowska, 1992; Paczeńska, 2007). Pod względem makroskopowym są to utwory dość monotonne, o miąższości ok. 66 m – w otworze Kaplonosy IG 1 oraz 72,5 m – w otworze Busówno IG 1. Są one uznawane za osady zbiorników epikontynentalnych, reprezentujące zmienną akumulację w system fluwialnym, przy czym brak jest w nich wskaźników stratygraficznych.

Wiek piaskowcowych utworów formacji poleskiej nie został precyzyjnie określony. Biorąc pod uwagę zarówno geochronologię skał krystalicznych, niezgodności widoczne w spągu i stropie, jak i wiek

późniejszych skał wylewnych (formacja sławatycka), czas depozycji może przypadać na szeroki okres od mezoproterozoiku do późnego ediakaru ~1,48–0,57 mld lat (Shumlyansky i in., 2015).

Zakres ten jest jednak stopniowo zawężany. Datowania lyszczków i skałeni detrytycznych serii poleskiej metodą K-Ar na Ukrainie i Białorusi dostarczyły informacji na temat wieku chłodzenia skał macierzystych dla detrytusy. Wyniki w zakresie 815–700 mln lat (Semenenko, 1968; Makhnach i in., 1976), przyczyniły się do wstępnego uznania formacji poleskiej za neoproterozoiczną.

Przez pewien czas formację poleską korelowano z mezoproterozoicznymi piaskowcami jolnickimi (Moczyłowska, 1995), czyli skałami osadowymi występującymi lokalnie w rejonie Morza Bałtyckiego. Ich depozycję kończy ok. 1,2 mld lat temu pojawienie się pojolnickich dajek dolerytowych (Söderlund i in., 2006).

W części południowej kratonu system basenów utworów osadowych początkowo był amagmowy (Shumlyansky i in., 2023), co utrudnia dokładne określenie wieku ich depozycji. Wiek starszy niż neoproterozoiczny dla formacji poleskiej sugerowano poprzez porównanie jej z osadami rowu wałdajskiego (Krestowski).

Te względnie podobne facjalnie osady (Wałdaj i Kresty), położone na SE od aulakogenu Orsza-Wołyń, zostały pocięte przez maficzne sille. Ich wiek oznaczony dzięki datowaniu K-Ar i Rb-Sr ogranicza tam czas depozycji do przedziału 1,3–1,1 mld lat (Aksenov, 1998). W związku z tym formację poleską – poprzez analogię – pośrednio uznano za starszą niż 1,3–1,1 mld lat, ze wskazaniem na ?ektas/sten (Bogdanova i in., 2008). Kolejne publikacje utrzymywały ten pogląd, podkreślając czasową przynależność formacji poleskiej do eratum mezoproterozoicznego (np. Dudzisz i in., 2021; Paszkowski i in., 2021). Alternatywnym podejściem przy określeniu wieku tych osadów może być kontrola wieku najmłodszych cyrkonów detrytycznych z formacji poleskiej. W tej grupie kryształów, pochodzących z piaskowca (arkozowego) ze środkowej części formacji poleskiej na Ukrainie, określono wiek ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) z najmłodszego ziarna na 1018 ± 21 mln lat (Shumlyansky i in., 2015). Było to jednak rozpoznanie mało precyzyjne, wykonane przy statystycznie małej liczbie pomiarów ($n = 59$). Kolejne badania materiału klastycznego ukraińskich osadów ze spągu formacji poleskiej (formacja z Romeyk), przy większej liczbie analiz ($n = 103$), dostarczyły pełnych danych dotyczących wieku detrytusy (Shumlyansky i in., 2023). W tym drugim cyklu analiz uzyskano dość podobny wiek najmłodszego cyrkonu, ok. 1044 ± 16 mln lat. Grupa trzech najmłodszych cyrkonów wskazuje na maksimum wieku depozycji (ang. *maximum deposition age* – MDA) na $\sim 1079 \pm 9$ mln lat (data jako średnia ważona). Zbliżone wyniki uzyskano w Polsce. Wyniki analiz detrytusy ze spągu formacji poleskiej w Polsce (Krzemińska i in., 2024), z profilu otworu Kaplonosy IG 1 (głęb. 1875 m), wyznaczają wiek grupy ($n = 3$) najmłodszych cyrkonów (fig. 32B, C) na 1068 ± 17 mln lat (wiek najmłodszego ziarna 1059 ± 22 mln lat), przy statystycznie reprezentatywnej liczbie analiz ($n = 166$).

Powyższe daty nie stanowią pełnego rozstrzygnięcia maksymalnego wieku depozycji (MDA), spągu formacji poleskiej. W obu lokalizacjach (Ukraina i Polska) znacząco jednak przesuwają czas deponowania osadu co najmniej na koniec mezoproterozoiku. Należy zauważyć, że wiek najmłodszych detrytycznych cyrkonów jest wskaźnikiem maksymalnego wieku depozycji, wyłączenie w środowisku aktywnym magmowo. Brzegi pasywne zawierają większy udział starszego detrytusy, dlatego wiek najmłodszej grupy detrytycznego cyrkonu może być tu nawet o dziesiątki milionów lat starszy, niż czas gromadzenia się osadów. Pojawia się tu bowiem większa różnica między wiekiem krystalizacji cyrkonu a MDA (Cawood i in., 2012). Niewątpliwie osad nie może być starszy niż jego najmłodsze składniki, stąd wiek spągu warstw formacji poleskiej w otworze Kaplonosy IG 1 nie powinien być wcześniejszy niż 1068 ± 17 mln lat, co stanowi wyraźne, nowe ograniczenie i przesunięcie do granicy neoproterozoiku.

Do korekty stratygraficznej pozycji osadów formacji poleskiej w kierunku dolnego neoproterozoiku, może także skłaniać populacja najmłodszych cyrkonów o wieku 954 ± 12 mln lat, wyseparowanych z piaskowca formacji z Rudni na Białorusi, korelowanej z środkową częścią warstw poleskich (Paszkowski i in., 2019; Shumlyansky, 2023). Ponadto detrytyczne ziarna o wieku 960–950 mln lat udokumentowano ostatnio w piaskowcach, odpowiednio ze spągu i stropu formacji białoruskiej (Zaitseva i in., 2021). Piaskowce te, odwiercone w rejonie kormańskim (SE Białoruś), są korelowane w części spągowej z formacją poleską (*vide* Shumlyansky i in., 2023).

Nowe dane geochronologiczne doprowadziły też do zweryfikowania pozycji warstw należących do młodszej jednostki litostratygraficznej, jaką jest formacja z Lapichy na Białorusi. Jednostka nie ma swojego odpowiednika w Polsce, ponieważ reprezentuje ona późniejsze etapy ewolucji basenu. Do niedawna (Paszkowski i in., 2019) była ona przyporządkowana do środkowego tonu (1000–720 mln lat). Dzięki datowaniu dolomitu z czapy węglanowej – wiek $709,3 \pm 11,8$

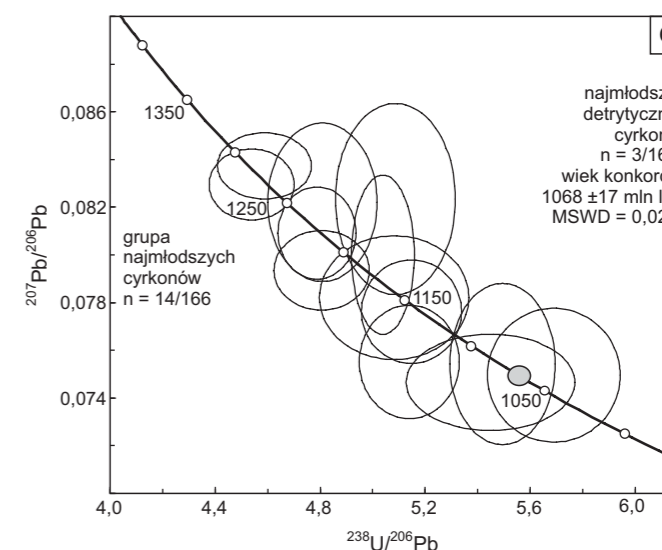
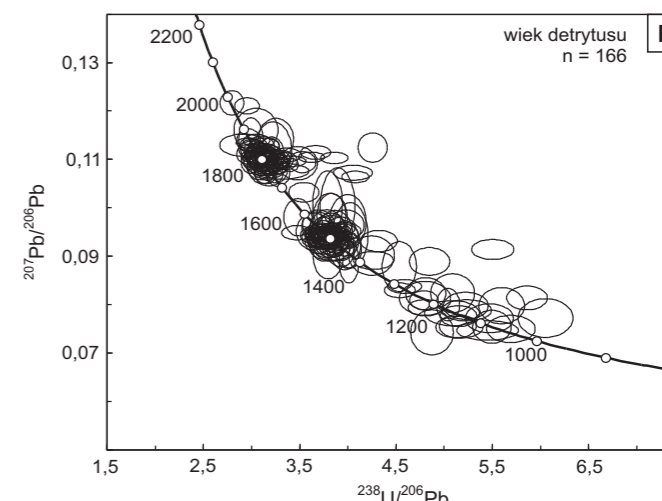


FIG. 33. Najstarsze niezmetamorfizowane osady deponowane na podłożu krystalicznym w basenie lubelsko-podlaskim (lokalnie) należące do formacji poleskiej, otwór Kaplonosy IG 1, głęb. 1875 m: **A** – datowana próbka piaskowca arkozyowego; **B** – diagram konkordii z naniesionym zbiorem analiz detrytycznych cyrkonów ($n = 166$); **C** – fragment diagramu konkordii z grupą analiz najmłodszych cyrkonów w osadzie ($n = 14$)

mln lat autogenicznego skalenia – wiek ~714 mln lat (Środoń i in., 2022) – jednostka z Lapichy aktualnie musi być przesunięta do dolnego kriogenu (720–635 mln lat).

5.4.2. System kriogen, 720–635 mln lat temu

Formacje osadowe bezpośrednio związane z okresem globalnego zlodowacenia i systemem kriogen w Polsce nie zostały rozpoznane. Występują one lokalnie w NE Białorusi. Pierwszy i jedyny jak dotąd udokumentowany geochronologicznie zapis osadów glacialnych i peryglacialnych znajduje się w pasie od Witebska i Mohylewa do Homla. Aktualna mapa zasięgu (Środoń i in., 2022) warstw osadowych formacji z Orszy i Lapichy i leżącej powyżej serii wilczańskiej potwierdza, że w Polsce nie ma odpowiedników tych wydzieleni.

5

Chronostratygrafia
prekambru
na obszarze Polski

Wymienione formacje, występujące na Białorusi, zawierają tillity oraz czapę węglanową, której wiek został określony zarówno metodą U-Pb (LA ICP-MS) na dolomicie, jak i metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ na skałeniu autigenicznym, wskazując na czas krystalizacji odpowiednio 709,3 ± 11,8 oraz 714 mln lat temu. Oba wyniki dość zgodnie określają aktualną pozycję stratygraficzną formacji z Łapicz na początek kriegogenu 710 mln lat temu (Środoń i in., 2022). Ponadto bezpośrednio dokumentują zlodowacenie (sturt) na zachodzie Bałtyki, kończące warunki gorącego i wilgotnego klimatu w tym rejonie. Zlodowacenie sturt było pierwszym z dwóch globalnych wydarzeń zamrażania, a wkrótce potem nastąpiło drugie globalne wydarzenie zlodowacenia (marino).

Próbki paleogleby, analizowane z różnych obszarów kratonu wschodnioeuropejskiego: Estonii, Litwy i Ukrainy i Białorusi (poza Polską), wskazują na szeroki zakres czasu ich tworzenia, tj. od 1350 do ~550 mln lat temu. Część paleogleb powstawała pod koniec kriegogenu, co dokumentują analizy U-Pb kalcytu pedogenicznego wskazujące np. na wiek 655 ± 45 mln lat (Liivamägi i in., 2021). Dlatego też przy szacowaniu pozycji stratygraficznej paleogleb, zalegających bezpo-

średnio na skałach krystalicznych w Polsce, można spodziewać się także obecności warstw górnokriogeińskich.

W odróżnieniu od starszego tonu i młodszego ediakaru okres kriogeiński charakteryzował się stosunkowo ubogim zapisem życia. Mimo niesprzyjających warunków w kriegenie występowały grupy organizmów jedno- oraz wielokomórkowych lub niewątpliwie struktury biogeniczne wytworzone zapewne przez sinice, znalezione na terenie Australii, Namibii i południowych Chin. Nowe wyniki wskazują, że warunki sprzyjające życiu na otwartym oceanie były bardziej pomyślne niż wcześniej sądzono, obejmując oceany przybrzeżne na średnich szerokościach geograficznych i zapewniając schronienie organizmom eukariotycznym w fazie zaniku lodu i schyłku zlodowacenia marino (Song i in., 2023).

Niewykluczone, że w przyszłości uda się ich użyć do opracowania podziału biostratygraficznego także w Polsce. Obecnie tego typu klasyfikacje są stosowane tylko dla ediakaru oraz młodszych okresów geologicznych.

Literatura

Abramov O., Mojszsis S.J., 2009. Simulations of diffusive Pb²⁺, Ti- and REE-loss in terrestrial and lunar zircon and apatite as a function of impact heating during impact bombardments. *American Geophysical Union*, 13, 2040.

Ahäll K.-I., Connolly J., Brewer T., 2002. Transitioning from Svecofennian to Transcandinavian Igneous Belt (TIB) magmatism in SE Sweden: Implications from the 1.82 Ga Eksjö tonalite. *GFF*, 124: 217–224.

Agterberg F.P., Da Silva A.-C., Gradstein F.M., 2020. Geomathematical and statistical procedures. *W: Geologic Time Scale 2020* (red. F.M. Gradstein i in.): 402–525. Elsevier.

Aksamentova N.V., Tolkachikova A.A., 2012. Skhematiceskaya geokhicheskaya karta kristallicheskogo fundamenta Belarusi. Ministerstvo Prirodnikh Resursov i Okhrany okruzhayushchey sredy Respubliki Belarus, Minsk.

Aksenov E.M., 1998. History of the geological evolution of the East European Platform in the Late Proterozoic. Extended Abstract of DSc (Geol.–Miner.) Dissertation, St. Petersburg, IGGD RAN. (PDF) Tectono-depositional history of the Central Russian aulacogen and Moscow syncline. Available from: https://www.researchgate.net/publication/321008177_Tectono-depositional_history_of_the_Central_Russian_aulacogen_and_Moscow_syncline [accessed Oct 29 2025].

Aleinkoff J.N., Zartman R.E., Walter M., Rankin D.W., Lyttle P.T., Burton W.C., 1995. U–Pb ages of metarhyolites of the Catocin and Mount Rogers formations Central and Southern Appalachians; evidence for two pulses of Iapetan rifting. *American Journal of Science*, 295: 428–454.

Amelin Y., Ireland T.R., 2013. Dating the Oldest Rocks and Minerals in the Solar System. *Elements*, 9: 39–44.

Amelin Y.V., Larin A.M., Tucker R.D., 1997. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127: 353–368.

Amelin Y., Krot A., Hutcheon I., Ulyanov A., 2002. Lead isotopic ages of chondrites and calcium-aluminum-rich inclusions. *Science*, 297: 1678–1683.

Ansdell K.M., 2005. Tectonic evolution of the Manitoba–Saskatchewan segment of the Paleoproterozoic Trans-Hudson Orogen, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42: 741–759.

Arañ B., 1982. Litologiczno-facjalny rozwój górnego wendy we wschodniej Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 30: 225–230.

Ashwal L.D., Bybee G.M., 2017. Crustal evolution and the temporality of anorthosites. *Earth-Science Reviews*, 173: 307–330.

Bagiński B., 2006. Different ages recorded by zircon and monazite in charnockitic rocks from the Łanowicze borehole (NE Poland). *Mineralogia Polonica Special Papers*, 29: 79–82.

Bagiński B., Krzemińska E., 2005. Various kinds of charnockitic rocks from NE Poland. *Polish Mineralogical Society Special Publications*, 26: 13–17.

Bagiński B., Duchesne J.C., Vander Auwera J., Martin H., Wiszniewska J., 2001. Petrology and geochemistry of rapakivi-type granites from the crystalline basement of NE Poland. *Geological Quarterly*, 45: 33–52.

Bell E.A., Harrison M.T., 2013. Post-Hadean transitions in Jack Hills zircon provenance: A signal of the Late Heavy Bombardment? *Earth and Planetary Science Letters*, 364: 1–11.

Bibikova E.V., Williams I.S., 1990. Ion microprobe U–Th–Pb isotopic studies of zircons from three Early Precambrian areas in the USSR. *Precambrian Research*, 48: 203–221.

Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Claesson S., Kirnozova T.I., 1995. Isotopic age, nature and structure of the Precambrian crust of Belarus. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 3: 591–601.

Bibikova E.V., Claesson S., Fedotova A.A., Artemenko G.V., Ilinskii L., 2010. Terrigenous zircon of Archaean greenstone belts as a source of information on the Early Earth's Crust: Azov and Dnieper domains, Ukrainian Shield. *Geochemistry International*, 48: 845–861.

Bingen B., Birkeland A., Nordgulen Ø., Sigmond E.M.O., 2001. Correlation of supracrustal sequences and origin of terranes in the Sveconorwegian orogen of SW Scandinavia: SIMS data on zircon in clastic metasediments. *Precambrian Research*, 108: 293–318.

Bispo-Santos F., D'Agrella-Filho M.S., Pacca I., Janikian L., Trindade R., Elming S.-Å., Silva J., Barros M., Pinho F., 2008. Columbia revisited: Paleomagnetic results from the 1790 Ma colider volcanics (SW Amazonian Craton, Brazil). *Precambrian Research*, 164: 40–49.

Bleeker W., 2003. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces. *Lithos*, 70: 99–134.

Bleeker W., 2004. Toward a „natural“ Precambrian time scale. *W: A Geologic Time Scale 2004* (red. F.M. Gradstein i in.): 141–146. Cambridge University Press.

Bogdanova S.V., Bibikova E., Gorbatshev R., 1994. Paleoproterozoic U–Pb zircon ages from Belorussia: new tectonic implications for the East European Craton. *Precambrian Research*, 68: 231–240.

Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M., Janik T., Guterch A., Kozlovskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko I., Taran L., and Eurobridge and Polonaise working Group, 2006. EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of East European craton. *Geological Society Memoirs*, 32: 599–625.

Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A., 2008. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Research*, 160: 23–45.

Bogdanova S.V., De Waele B., Bibikova E.V., Belousova E.A., Postnikov A.V., Fedotova A.A., Popova L.P., 2010. Volgo-Uralia: the first U–Pb, Lu–Hf and Sm–Nd isotopic evidence of preserved Paleoproterozoic crust. *American Journal of Science*, 310: 1345–1383.

Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D.M., Lubnina N.V., Nilsson K.M., Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., Shumlyanskyy L.V., Starostenko V.I., 2013. Late Paleoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos*, 174: 196–21.

Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Skridlaite G., Soesoo A., Taran L., Kurlovich D., 2015. Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna. *Precambrian Research*, 259: 5–33.

Bogdanova S.V., Belousova E., De Waele B., Larionov A.N., Piazzolo S., Postnikov A.V., Samsonov A.V., 2021. Palaeoproterozoic reworking of early Archaean lithospheric blocks: Rocks and zircon records from charnockitoids in Volgo-Uralia. *Precambrian Research*, 360, 106224.

Bogomolov E., Skublov S., Marin Yu., Stepanov S., Antonov A., Galankina O., 2013. Sm–Nd Age and Isotope Geochemistry of Minerals of the Chelyabinsk Meteorite. *Doklady Earth Sciences*, 452: 1034–1038.

Bouvier A., 2013. Pb–Pb chronometry of the dark melt lithology of the Chelyabinsk LL chondrite. *W: Large meteorite impacts and planetary evolution V. LPI Contribution 1737*, Lunar and Planetary Institute, 3087.

Bouvier A., Wadhwa M., 2010. The age of the Solar System redefined by the oldest Pb–Pb age of a meteoritic inclusion. *Nature Geoscience*, 3: 637–641.

Bouvier A., Blichert-Toft J., Moynier F., Vervoort J., Albarède F., 2007. Pb–Pb dating constraints on the accretion and cooling history of chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71: 1583–1604.

Bouvier L.C., Costa M.M., Connolly J.N., Jensen N.K., Wieland D., Storey M., Nemchin A.A., Whitehouse M.J., Snape J.F., Bellucci J.J., Moynier F., Agraniar A., Gueguen B., Schönbacher M., Bizzarro M., 2018. Evidence for extremely rapid magma ocean crystallization and crust formation on Mars. *Nature*, 558: 586–589.

Bowring S.A., Williams I.S., 1999. Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from north-western Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 3–16.

Buła Z., Zaba J., 2008. Struktura prekambryjskiego podłoża wschodniej części bloku górnośląskiego (Brunovistulicum). *Przegląd Geologiczny*, 56: 473–480.

Burda J., Klötzli U., 2007. LA-MC-ICP-MS U–Pb zircon geochronology of the Goryczkowa type granite—Tatra Mts., Poland. *PTMin, Prace Specjalne*, 31: 89–92.

Burda J., Woskiewicz-Ślęzak B., Klötzli U., Gawęda A., 2019. Cadomian protolith ages of exotic mega blocks from Bugaj and Andrychów (Western outer Carpathians, Poland) and their palaeogeographic significance. *Geochronometria*, 46: 25–36.

Byerly B.L., Lowe D.L., Drabon N., Coble M.A., Burns D., Byerly G.R., 2018. Hadean zircon from a 3.3 Ga sandstone, Barberton greenstone belt, South Africa. *Geology*, 46: 967–970.

Bylina P., Żelaźniewicz A., Dörr W., 2000. Archean basement in the Upper Silesia Block: U–Pb zircon age from amphibolites of the Rzeszotary horst. *W: Abstracts, Joint Meeting EUROPROBE and PACE projects*, Zakopane: 11–12.

Casado J.A., 2021. Review of the Neoproterozoic Global Glaciations and a Biotic Cause of Them. *Earth Systems and Environment*, 5: 811–824.

Cavosie A.J., Wilde S.A., Liu D., Weiblen P.W., Valley J.W., 2004. Internal zoning and U–Th–Pb chemistry of Jack Hills detrital zircons: a mineral record of early Archean to Mesoproterozoic (4348–1576 Ma) magmatism. *Precambrian Research*, 135: 251–279.

Cavosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A., 2007. The oldest terrestrial mineral record: a review of 4400 to 3900 Ma detrital zircons from Jack Hills, Western Australia. *W: World's Oldest Rocks* (red. van Kranendonk i in.): 91–111. Elsevier.

Cawood P.A., Tyler I.M., 2004. Assembling and reactivating the Proterozoic Capricorn Orogen: Lithotectonic elements, orogenies, and significance. *Precambrian Research*, 128: 201–218.

Cawood P.A., Pisarevsky S.A., 2006. Was Baltica right-way-up or upside-down in the Neoproterozoic? *Journal of the Geological Society*, 163: 753–759.

Cawood P.A., McCausland P.J.A., Dunning G.R., 2001. Opening Iapetus: constraints from the Laurentian margin of Newfoundland. *GSA Bulletin*, 113: 443–453.

Cawood P.A., Hawkesworth B., Dhume B., 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, 40: 875–878.

Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhume B., 2013. The continental record and the generation of continental crust. *GSA Bulletin*, 125: 14–32.

Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B., 2016. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles. *Earth and Planetary Science Letters*, 449: 118–126.

Claesson S., Ryka W., 1999. Nd model ages of the Precambrian crystalline basement of NE Poland. *W: Between EUROBRIDGE and TESZ, Abstracts, Seventh EUROBRIDGE-17-18*.

Claesson S., Bogdanov S.V., Bibikova E.V., Gorbatshev R., 2001. Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton. *Tectonophysics*, 339: 1–18.

Claesson S., Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Skobelev V., 2006. Archaean terranes, Palaeoproterozoic reworking and accretion in the Ukrainian Shield, East European Craton. *Geological Society Memoirs*, 32: 645–654.

Claesson S., Bibikova E., Shumlyanskyy L., Dhume B., Hawkesworth C.J., 2014. The oldest crust in the Ukrainian Shields Eoarchaean U–Pb ages and Hf, Nd constraints from enderbites and metasediment. *Geological Society Special Publications*, 389: 227–259.

Cloud, P., 1972. A working model of the primitive Earth. *American Journal of Science*, 272: 537–548.

Cohen K., Harper D., Gibbard P., Car N., 2025. The ICS international chronostratigraphic chart this decade. *Episodes*, 48: 105–115.

Compston W., Pidgeon R.T., 1986. Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in western Australia. *Nature*, 321: 766–769.

Condie K.C., Puetz S.J., 2019. Time series analysis of mantle cycles Part II: The geologic record in zircons, large igneous provinces and mantle lithosphere. *Geoscience Frontiers*, 10: 1327–1336.

Connolly J.N., Bizzarro M., Krot A.N., Nordlund Å., Wieland D., Ivanova M.A., 2012. The absolute chronology and thermal processing of solids in the solar protoplanetary disk. *Science*, 338: 651–655.

Crockford P.W., Hodgskiss M.S., Uhlén G.J., Cavitt F., Hayles J.A., Halverson G.P., 2017. Linking paleocontinents through triple oxygen isotope anomalies. *Geology*, 46: 179–182.

Cui P.L., Sun J.G., Sha D.M., Wang X.J., Zhang P., Gu A.L., Wang Z.Y., 2013. Oldest zircon xenocryst (4.17 Ga) from the North China Craton. *International Geological Review*, 55: 1902–1908.

Cymerman Z., 1998. The Góry Sowie Terrane: a key to understanding the Palaeozoic evolution of the Sudetes area and beyond. *Geological Quarterly*, 42: 379–400.

Dalziel I.W.D., Soper N.J., 2001. Neoproterozoic extension on the Scottish Promontory of Laurentia; paleogeographic and tectonic implications. *Journal of Geology*, 109: 299–317.

Dauphas N., Chaussidon M., 2011. A perspective from extinct radionuclides on a young stellar object: The Sun and its accretion disk. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 39: 351–386.

Depciuch T., Lis J., Sylwestrzak H., 1975. Wiek izotopowy K–Ar skal podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 19: 759–779.

Dörr W., Belka Z., Marheine D., Shastok J., Valverde-Vaquero P., Wiszniewska J., 2002. U–Pb and Ar–Ar geochronology of anorogenic granite magmatism of the Mazury Complex, NE Poland. *Precambrian Research*, 119: 101–120.

Duchesne J.C., Martin H., Bagiński B., Wiszniewska J., Vander Auwera J., 2010. The origin of ferroan-potassic A-type granitoids: the case of the hornblende–biotite granite suite of the Mesoproterozoic Mazury complex, northeastern Poland. *The Canadian Mineralogist*, 48: 947–968.

Dudzisz K., Lewandowski M., Werner T., Karasiński G., Kędzior A., Paszkowski M., Środoń J., Bojanowski M.J., 2021. Paleolatitude estimation and premises for geomagnetic field instability from the Proterozoic drilling core material of the south-western part of the East European Craton. *Precambrian Research*, 351, 106135.

Dunn P., Thomson B., Rankama K., 1971. Late Pre-Cambrian glaciation in Australia as a stratigraphic boundary. *Nature*, 231: 498–502.

Duo J., Wen C.Q., Guo J.C., Fan X.P., Li X.W., 2007. 4.1 Ga old detrital zircon in western Tibet of China. *Chinese Science Bulletin*, 52: 23–26.

Elming S.A., Salminen J., Pesonen L.J., 2021. Paleo-Mesoproterozoic Columbia supercycle. *W: Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth* (red. L.P. Pesonen i in.): 499–548. Elsevier.

Eklund O., Shebanov A.D., 1999. The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. *Precambrian Research*, 95: 129–146.

Ernst R.E., Bond D.P.G., Zhang S.-H., Buchan K.L., Grasy S.E., Youbi N., El Bilali H., Bekker A., Doucet L.S., 2021. Large Igneous Province Record Through Time and Implications for Secular Environmental Changes and Geological Time-Scale Boundaries. *Geophysical Monograph*, 255.

Evans D.A.D., 2013. Reconstructing pre-Pangean supercontinents. *GSA Bulletin*, 125: 1735–1751.

Evans D.A.D., Mitchell R.N., 2011. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic supercontinent Nuna. *Geology*, 39: 443–446.

Evans D.A.D., Pisarevsky S.A., 2008. Plate tectonics on early Earth? Weighing the paleomagnetic evidence. *GSA Special Papers*, 440: 249–263.

Evans D.A.D., Raub T., 2011. Neoproterozoic glacial palaeolatitudes: A global update. *Geological Society Memoirs*, 36: 93–112.

Fetter A.H., Goldberg S.A., 1995. Age and geochemical characteristics of bimodal magmatism in the Neoproterozoic Grandfather Mountain rift basin. *Journal of Geology*, 103: 313–326.

Friedrich J.M., Rubín A.E., Beard S.P., Swindle T.D., Isachsen C.E., Rivers M.L., Macke R.J., 2014. Ancient porosity preserved in ordinary chondrites: Examining shock and compaction on young asteroids. *Meteoritics and Planetary Science*, 49: 1214–1231.

Garetsky R.G., Zinoviev G.V., Visnjakov I.B., Glusko V.V., Pomjanovskaja G.M., Lvov G.M., 1987. Die perikratone Bałtyk-Dnestr-Senkungszone. *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, 33: 207–213.

Gawęda A., Doniecki T., Burda J., Kohút M., 2005. The petrogenesis of quartz-diorites from the Tatra Mountains (Central Western Carpathians): an example of magma hybridisation. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 181: 95–109.

Gorbatshev R., Bogdanova S., 1993. Frontiers in the Baltic Shield. *Precambrian Research*, 64: 3–21.

Gower C.F., Ryan A.B., Rivers T., 1990. Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of the contributions made by this volume. *Geological Association of Canada Special Paper*, 38: 1–20.

Grabarczyk-Gurba A., 2022. The first microprobe (SHRIMP) dating of zircons from the Sejny gabbro-norite – Anorthosite Massif, Mazury Complex (NE Poland). *Mineralogia – Special Papers*, 50: 49.

Grabarczyk A., Wiszniewska J., Krzemińska E., 2023. A new A-type granitoid occurrence in southernmost Fennoscandia: geochemistry, age and origin of rapakivi-type quartz monzonite from the Pietkowo IG1 borehole, NE Poland. *Mineralogy and Petrology*, 117: 1–25.

Gradstein F.M., Ogg J.G., 2012. The Chronostratigraphic Scale. *W: The Geologic Time Scale 2012* (red. F.M. Gradstein i in.): 31–42. Elsevier.

Gradstein F.M., Ogg J.G., 2020. The chronostratigraphic scale. *W: Geologic Time Scale 2020* (red. F.M. Gradstein i in.): 21–32. Elsevier.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (red.), 2020. *The Geologic Time Scale 2020*. Elsevier.

Green J.C., 1992. Proterozoic rifts. *W: Proterozoic Crustal Evolution* (red. K.C. Condie): 97–150. Elsevier.

Grocholski W., Majerowicz A., 1975. Zagadnienia petrologiczne i tektoniczne gnejsów siołogórkich oraz plutonu strzegomskiego wraz z ostłoną. *W: Przewodnik 47 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 109–115.

Gunia T., 1984. Mikroflora z drobnoziaźnistych paragnejsów okolic Jugowic (Góry Sowie – Sudety). *Geologia Sudetica*, 18: 7–17.

Gurba D., Grabarczyk-Gurba A., Krzemińska E., 2023. Late Paleoproterozoic deposition and Mesoproterozoic metamorphism of detrital material in the southernmost Baltic Sea region (Gdańsk IG1 borehole): monazite versus zircon and chemical versus isotopic age record. *GFF*, 145: 4–29.

Haba M.K., Akira Yamaguchi A., Kagi H., Nagao K., Hidaka H., 2017. Trace element composition and U–Pb age of zircons from Estherville: Constraints on the timing of the metal-silicate mixing event on the mesosiderite parent body. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 215: 76–91.

Halverson G., Porter S., Shields G., 2020. The Tonian and Cryogenian Periods. *W: The Geologic Time Scale 2020* (red. F.M. Gradstein i in.): 495–519. Elsevier.

Halverson G.P., Maloof A.C., Hoffman P.F., 2004. The Marinoan Glaciation (Neoproterozoic) in Northeast Svalbard. *Basin Research*, 16: 297–324.

Hanski E., Huhma H., Vaasjoki M., 2001. Geochronology of northern Finland: a summary and discussion. *Geological Survey of Finland Special Paper*, 33: 255–278.

Harland W., 1964. Critical evidence for a great infra-Cambrian glaciation. *Geologische Rundschau*, 54: 45–61.

- Harland W.B., 2007. Origins and assessment of snowball Earth hypotheses. *Geological Magazine*, 144: 633–642.
- Harrison M.T., 2009. The Hadean crust: Evidence from >4 Ga zircons. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37: 479–505.
- Harrison M.T., 2020. Hadean Earth. Springer.
- Harrison T.M., Bell E.A., Boehnke P., 2017. Hadean Zircon Petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83: 329–363.
- Heinonen A.P., Andersen T., Rämö O.T., 2010. Re-evaluation of rapakivi petrogenesis: source constraints from the Hf isotope composition of zircon in the rapakivi granites and associated mafic rocks of southern Finland. *Journal of Petrology*, 51: 1687–1709.
- Heinonen A.P., Rämö O.T., Mänttari I., Andersen T., Larjamo K., 2017. Zircon as a proxy for the magmatic evolution of Proterozoic ferroan granites; the Wiborg rapakivi granite batholith, SE Finland. *Journal of Petrology*, 58: 2493–2517.
- Hoffman P.F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? *Science*, 252: 1409–1412.
- Hoffman P.F., 1997. Tectonic genealogy of North America. *W: Earth structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics* (red. B.A. van der Pluijm, S. Marshak): 459–464. McGraw-Hill, New York.
- Hoffman P., Schrag D., 2002. The Snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change. *Terra Nova*, 14: 129–155.
- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P., 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281: 1342–1346.
- Holden P., Lanc P., Ireland T.R., Harrison T.M., Foster J.J., Bruce Z., 2009. Mass-spectrometric mining of Hadean zircons by automated SHRIMP multi-collector and single-collector U/Pb zircon age dating: the first 100,000 grains. *International Journal of Mass Spectrometry*, 286: 53–63.
- Hopkins M.D., Harrison T.M., Manning C.E., 2010. Constraints on Hadean geodynamics from mineral inclusions in >4 Ga zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, 298: 367–376.
- Huang G., Niu G.Z., Zhang Z.W., Wang X.L., Xu X.Y., Guo J., Yu F., 2013. Discovery of ~4.0 Ga detrital zircons in the Aermantai ophiolitic mélange, East Junggar, northwest China. *Chinese Science Bulletin*, 58: 3645–3663.
- Humayun M., Nemchin A., Zanda B., Hewins R.H., Grange M., Kennedy A., Lorand J.-P., Göpel C., Fieni C., Pont S., Deldicque D., 2013. Origin and age of the earliest Martian crust from meteorite NWA 7533. *Nature*, 503: 513–516.
- Iizuka T., Yamaguchi A., Haba M.K., Amelin Y., Holden P., Zink S., Huyskens M.H., Ireland T.R., 2015. Timing of global crustal metamorphism on Vesta as revealed by high-precision U–Pb dating and trace element chemistry of eucrite zircon. *Earth and Planetary Science Letters*, 409: 182–192.
- Ireland T.R., Wlotzka F., 1992. The oldest zircons in the solar system. *Earth and Planetary Science Letters*, 109: 1–10.
- James H.L., 1978. Subdivision of the Precambrian – a brief review and a report on recent decisions by the Subcommission Precambrian Stratigraphy. *Precambrian Research*, 7: 193–204.
- Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zayats K., Mechie J., Kolomyiets K., Lysynchuk D., Wójcik D., Omelchenko V., Legostaieva O., Gluszyński A., Tolkunov A., Amashukeli T., Gryń D., Chulkov S., 2022. Lithospheric Structure of the East European Craton at the Transition from Sarmatia to Fennoscandia Interpreted from the TTZ-South Seismic Profile (SE Poland to Ukraine). *Minerals*, 12: 112.
- Johansson A., 2009. Baltica, Amazonia and the SAMBA connection—1000 million years of neighbourhood during the Proterozoic? *Precambrian Research*, 175: 221–234.
- Johansson A., 2014. From Rodinia to Gondwana with the ‘SAMBA’ model—A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. *Precambrian Research*, 244: 226–235.
- Johnson S.P., Rivers T., De Waele B., 2005. A review of the Mesoproterozoic to early Palaeozoic magmatic and tectonothermal history of south-central Africa: implications for Rodinia and Gondwana. *Journal of the Geological Society*, 162: 433–450.
- Johansson A., Bogdanova S., Čečys A., 2006. A revised geochronology for the Blekinge Province, southern Sweden. *GFF*, 128: 287–302.
- Johansson A., Waight T., Andersen T., Simonsen S.L., 2016. Geochemistry and petrogenesis of Mesoproterozoic A-type granitoids from the Danish island of Bornholm, southern Fennoscandia. *Lithos*, 244: 94–108.
- Johansson A., Bingen B., Huhma H., Waight T., Vestergaard R., Soesoo A., Skridlaite G., Krzeminska E., Shumlyansky L., Holland M.E., Holm-Denoma C., Teixeira W., Faleiros F.M., Ribeiro B.V., Jacobs J., Wang C., Thomas R.J., Macey P.H., Kirkland C.L., Hartnady M.I.H., Eglinton B.M., Puetz S.J., Condie K.C., 2022. A geochronological review of magmatism along the external margin of Columbia and in the Grenville-age orogens forming the core of Rodinia. *Precambrian Research*, 371, 106463.
- Juskowiak O., 1971. Skały plutoniczne NE Polski. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 245: 7–153.
- Juskowiak O., Ryka W., 1968a. *Prekamb. Wstęp. W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1* (red. S. Sokolowski): 31. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Juskowiak O., Ryka W., 1968b. *Prekamb. Północno-wschodnia Polska. W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1* (red. S. Sokolowski): 37–57. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Juskowiak O., Ryka W., 1968c. *Prekamb. Karpaty. W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1* (red. S. Sokolowski): 58–59. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Juskowiakowa M., 1974. Utwory najmłodszego prekambru. *Piaszkowce serii poleskiej. Prace Instytutu Geologicznego*, 74: 20–24.
- Kirschvink J.L., 1992. Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: The Snowball Earth. *W: In the Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study* (red. J. Schopf, C. Klein): 51–52. Cambridge University Press, Cambridge.
- Knoll A.H., Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N., 2006. The Ediacaran Period: A new addition to the geologic time scale. *Lethaia*, 39: 13–30.
- Kröner A., Hegner E., 1998. Geochemistry, single zircon ages and Sm-Nd systematics of granitoid rocks from the Góry Sowie (Owl Mts), Polish West Sudetes: evidence for early Palaeozoic arc-related plutonism. *Journal of the Geological Society*, 155: 711–724.
- Kryza R., Fanning C.M., 2007. Devonian deep-crustal processes and uplift in the Variscan Orogen: evidence from SHRIMP zircon ages from the HT–HP granulites and migmatites of the Góry Sowie (Polish Sudetes). *Geodinamica Acta*, 20: 159–175.
- Krzemińska E., 2010. Geochemiczna i izotopowa rekonstrukcja środowiska geotektonicznego domeny mazowieckiej w podłożu prekambryjskim północno-wschodniej Polski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 195.
- Krzemińska E., Williams I.S., Wiszniewska J., 2005. Late Paleoproterozoic (1.80 Ga) subduction-related mafic igneous suite from Łomża, NE Poland. *Terra Nova*, 17: 442–449.
- Krzemińska E., Wiszniewska J., Williams I.S., 2006. Rewizja wieku „najstarszych” skał w podłożu krystalicznym północno-wschodniej Polski. *Przeegląd Geologiczny*, 54: 967–973.
- Krzemińska E., Krzemiński L., Petecki Z., Wiszniewska J., Salwa S., Żaba J., Gaidzik K., Williams I.S., Rosowiecka O., Taran L., Johansson A., Pécsey Z., Demaiffe D., Grabowski J., Zieliński G., 2017. Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platform wschodnioeuropejskiej 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Krzemińska E., Łukawska A., Bagiński B., 2019. U-Pb zircon geochronology of high-grade charnockites – exploration of pre-Mesoproterozoic crust in the Mazury Complex area. *Acta Geologica Polonica*, 69: 489–511.
- Krzemińska E., Johansson A.E., Krzemiński L., Wiszniewska J., Williams I.S., Petecki Z., Salwa S., 2021. Basement correlation across the southernmost Baltic Sea: Geochemical and geochronological evidence from onshore and offshore deep drill cores, northern Poland. *Precambrian Research*, 362, 106300.
- Krzemiński L., Tyda R., Wiszniewska J., 1988. Mineralogical and Geochemical study of ore-bearing apatite rocks (nelsonites) from the Suwałki massif (NE Poland). *Mineralogia Polonica*, 19: 35–53.
- Krzemiński L., Krzemińska E., Wiszniewska J., 2019. Detrital zircon geochronology and provenance of the Proterozoic quartz-rich metasediments of the Mazowsze domain: Source areas and regional correlation. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 474: 59–72.
- Kubicki S., Ryka W., 1982. Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Inst. Geol., Warszawa.
- Kusky T.M., Windley B.F., Zhai M.G., Zhai M.G., Windley B.F., Kusky T.M., Meng Q.R., 2007. Tectonic evolution of the North China Block: from orogen to craton to orogen. *Geological Society Special Publications*, 280: 1–34.
- Kuzmenkova O., Bekker A., Hoffmann A., Shumlyansky L., 2019. The U–Pb zircon age of the Paleoproterozoic Kopan granitoid complex (Belarus). *W: Conference: Zdobutki i perspektywy розвитку geologicznoi nauky v Ukraini*.
- Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I., 2018. Strontium isotope stratigraphy: principles and state of the art. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 26: 367–386.
- Lahtinen R., Korja A., Nironen M., 2005. Palaeoproterozoic tectonic evolution. *W: Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield* (red. M. Lehtinen i in.): 481–532. Elsevier.
- Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A., 2008. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland. *Episodes*, 31: 20–28.
- Lauri L., Andersen T., Hölttä P., Huhma H., Graham S., 2011. Evolution of the Archaean Karelian Province in the Fennoscandian Shield in the light of U–Pb zircon ages and Sm–Nd and Lu–Hf isotope systematics. *Journal of the Geological Society*, 168: 201–218.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*, 160: 179–210.
- Li Z.X., Evans D.A., 2011. Late Neoproterozoic 40° intraplate rotation within Australia allows for a tighter-fitting and longer-lasting Rodinia. *Geology*, 39: 39–42.
- Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D., Wang J., 1999. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth and Planetary Science Letters*, 173: 171–181.
- Li X.H., Li Z.X., Ge W.C., Zhou H.W., Li W.X., Liu Y., Wingate M.T.D., 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca 825 Ma? *Precambrian Research*, 122: 45–83.
- Liivamägi S., Somelar P., Vircava I., Mahaney W.C., Kirs J., KirsimaëK., 2015. Petrology, mineralogy and geochemical climofunctions of the Neoproterozoic Baltic paleosol. *Precambrian Research*, 256: 170–188.
- Liivamägi S., Środoń J., Bojanowski M.J., Stanek J.J., Roberts N.M.W., 2021. Precambrian paleosols on the Great Unconformity of the East European Craton: an 800 million year record of Baltica’s climatic conditions. *Precambrian Research*, 363, 106327.
- Linnemann U., Ovtcharova M., Schaltegger U., Gärtner A., Hautmann M., Geyer G., Vickers-Rich P., Rich T., Plessen B., Hofmann M., Zieger J., Krause R., Kriesfeld L., Smith J., 2019. New high resolution age data from the Ediacaran–Cambrian boundary indicate rapid, ecologically driven onset of the Cambrian explosion. *Terra Nova*, 31: 49–58.
- Lubnina N.V., Slabunov A., 2017. Reconstruction of the Kenorland supercontinent in the Neoproterozoic based on paleomagnetic and geological data. *Moscow University Geology Bulletin*, 66: 242–249.
- Luoto T., Salminen J., Obst K., 2021. Revisiting mafic dykes of Bornholm – Implications for Baltica in supercontinent Nuna at 1.3 Ga. *Precambrian Research*, 357, 106444.
- Macdonald F., Schmitz M.D., Crowley J.L., Roots C.F., Jones D.S., Maloof A.C., Strauss J.V., Cohen P.A., Johnston D.T., Schrag D.P., 2010. Calibrating the Cryogenian. *Science*, 327: 1241–1243.
- Macdonald F., Halverson G., Strauss J., Smith E., Cox G., Roots C., Schrag D., 2012. Early Neoproterozoic basin formation in Yukon, Canada: Implications for the make-up and break-up of Rodinia. *Geoscience Canada*, 39: 77–99.
- Macdonald F., Schmitz M.D., Strauss J.V., Halverson G.P., Gibson T.M., Eyster A., Cox G., Mamrol P., Crowley J.L., 2017. Cryogenian of Yukon. *Precambrian Research*, 319: 114–143.
- Mackiewicz P., Halas S., 2003. Datowanie meteorytów kamiennych metodą potasowo-argonową. *Przeegląd Geologiczny*, 51: 594–596.
- Makhnach A.S., Veretennikov N.V., Shkuratov V.I., Bordon V.E., 1976. Riphean and Vendian of Belarus. *Nauka i technika, Minsk* (po rosyjsku).
- Makhnach A.S., Garetskiy R.G., Matveev A.V. (red.), 2001. *Geologiya Belarusi. National Academy of Sciences of Belarus, Minsk* (po rosyjsku).
- Maliszewska A., Ryka W., 1991. *Słownik petrograficzny. Wydaw. Geol., Warszawa*.
- Mansfeld J., 1996. Geological, geochemical and geochronological evidence for a new Palaeoproterozoic terrane in southeastern Sweden. *Precambrian Research*, 77: 91–103.
- Mansfeld J., 2001. Age and Nd constraints on the Palaeoproterozoic tectonic evolution in the Baltic-Sea region. *Tectonophysics*, 339: 135–151.
- Maniar P.D., Piccoli P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *GSA Bulletin*, 101: 635–643.
- Mattinson J.M., 2010. Analysis of the relative decay constants of ²³⁵U and ²³⁸U by multi-step CA TIMS measurements of closed-system natural zircon samples. *Chemical Geology*, 275: 186–198.
- Meert J.G., 2012. What’s in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent. *Gondwana Research*, 21: 987–993.
- Meert J.G., Santosh M., 2017. The Columbia supercontinent revisited. *Gondwana Research*, 50: 67–83.
- Melezhik V.A., Huhma H., Condon D.J., Fallick A.E., Whitehouse M.J., 2007. Temporal constraints on the Paleoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event. *Geology*, 35: 655–658.
- Merdith A.S., Collins A.S., Williams S.E., Pisarevsky S., Foden J.D., Archibald D.B., Blades M.L., Alessio B.L., Armistead S., Plavska D., Clark C., Müller R.D., 2017. A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic. *Gondwana Research*, 50: 84–134.
- Mertanen S., Pesonen L.J., 2012. Paleo-Mesoproterozoic assemblages of continents: paleomagnetic evidence for near equatorial supercontinents. *Lecture Notes in Earth System Sciences*, 137: 11–35.
- Mężyk M., Malinowski M., Mazur S., 2021. Structure of a diffuse suture between Fennoscandia and Sarmatia in SE Poland based on interpretation of regional reflection seismic profiles supported by unsupervised clustering. *Precambrian Research*, 358, 106176.
- Mikułski S.Z., Sadłowska K., Wiszniewska J., Małek R., 2022. Vanadium and Cobalt Occurrence in the Fe-Ti-Oxide Deposits Related to Mesoproterozoic AMCG Complex in NE Poland. *Applied Sciences*, 12, 6277.
- Miller S.R., Mueller P.A., Meert J.G., Kamenov G.D., Pivarunas A.F., Sinha A.K., Pandit M.K., 2018. Detrital zircons reveal evidence of Hadean crust in the Singhbhum craton, India. *Journal of Geology*, 126: 541–552.
- Moczyłowska M., 1995. Neoproterozoic and Cambrian successions deposited on the East European Platform and Cadomian basement area in Poland. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 39: 276–285.
- Mojzsis S.J., Harrison T.M., Pidgeon R.T., 2001. Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth’s surface 4300 Myr ago. *Nature*, 409: 178–181.
- Moryc W., Heflik W., 1998. Metamorphic rocks in the basement of the Carpathians between Bielsko-Biala and Cracow. *Geological Quarterly*, 42: 1–14.
- Motuz G., 2022. The Precambrian Geology of Lithuania: An Integratory Study of the Platform Basement Structure and Evolution. Springer.
- Motuz G., Motuz V., 2011. Charnokitic rocks in the crystalline basement of Western Lithuania: implications on their origin and correlation with the Askersund suite in SE Sweden. *Geological Quarterly*, 55: 63–70.
- Motuz G., Motuz V., Salnikova E.B., Kotov A.B., 2008. Extensive charnockitic-granitic magmatism in the crystalline crust of West Lithuania. *Geologija*, 61: 1–16.
- Mungall J.E., Kamo S.L., McQuade S., 2016. U-Pb geochronology documents out-of-sequence emplacement of ultramafic layers in the Bushveld Igneous Complex in South Africa. *Nature Communications*, 7, 13385.
- Mutanen T., Huhma H., 2003. The 3.5 Ga Siurua trondjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 15: 51–68.
- Nadeau S., Chen W., Reece J., Lachman D., Ault R., Faraco M.T.L., Fraga L.M., Reis N.J., Bettiolo L.M., 2013. Guyana: the Lost Hadean crust of South America? *Brazilian Journal of Geology*, 43: 601–606.
- Nance R.D., Murphy J.B., 2018. Supercontinents and the Case for Pannotia. *Geological Society Special Publications*, 470: 65–86.
- Narbonne G.M., 2005. The Ediacara biota: Neoproterozoic origin of animals and their ecosystems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33: 421–442.
- Nemchin A., Timms N., Pidgeon R., Geisler T., Meyer C., 2009. Timing of crystallization of the lunar magma ocean by the oldest zircon. *Nature Geoscience*, 2: 133–136.
- Norman M.D., 2009. The lunar cataclysm: reality or myth conception? *Elements*, 5: 23–28.
- Norman M.D., Jourdan F., Hui S.S.M., 2019. Impact history and regolith evolution on the Moon: geochemistry and ages of glasses from the Apollo 16 site. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124: 3167–3180.
- Nutman A.P., McGregor V.R., Friend C.R.L., Bennett V.C., Kinny P.D., 1996. The Itsaq gneiss complex of southern West Greenland; the world’s most extensive record of early crustal evolution. *Precambrian Research*, 78: 1–39.
- Nutman A.P., Friend C.R.L., Bennett V.C., 2002. Evidence for 3650–3600 Ma assembly of the northern end of the Itsaq Gneiss complex, Greenland: implications for early Archean tectonics. *Tectonics*, 21: 5–1–5–5.
- Nutman A.P., Bennett V.C., Friend C.R.L., Hidaka H., Yi K., Lee S.R., Kamiichi T., 2013. The Itsaq Gneiss Complex of Greenland: Episodic 3900 to 3660 Ma juvenile crust formation and recycling in the 3660 to 3600 Ma Isukasian orogeny. *American Journal of Science*, 313: 877–911.
- Nyquist L.E., Kleine T., Shih C.-Y., Reese Y.D., 2009. The distribution of short-lived radioisotopes in the early solar system and the chronology of asteroid accretion, differentiation, and secondary mineralization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73: 5115–5136.
- O’Brien P.J., Kröner A., Jaeckel P., Hegner E., Żelaźniewicz A., Kryza R., 1997. Petrological and isotopic studies on Palaeozoic high pressure granulites with a medium pressure overprint, Góry Sowie (Owl) Mts., Polish Sudetes. *Journal of Petrology*, 38: 433–456.
- Oberc J., 1968. *Prekamb. Sudety. W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1* (red. S. Sokolowski): 63–102. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Oberc J., 1977. The Pre-Assyntian and Assyntian (Baikalian) elements in South-Western Poland. *W: Geology of Poland, vol. IV. Tectonics* (red. W. Pożaryski): 99–173. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Paczeńska J., 2006. Ewolucja późnoneoproterozoicznych-wczesnokambryjskich depocentrow i facji w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 186: 9–38.
- Paczeńska J., 2007. Ewolucja środowisk sedymentacji i sekwencje depozycyjne w późnym ediakarze. *Profilę Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 118: 58–66.
- Paczeńska J., Poprawa P., 2005. Eustatic versus tectonic control on the development of Neoproterozoic and Cambrian stratigraphic sequences of the Lublin-Podlasie Basin (SW margin of Baltica). *Geosciences Journal*, 9: 117–127.
- Paquette J.L., Barbosa J.S.F., Rohais S., Cruz S.C., Goncalves P., Peucat J.J., Leal A.B.M., Santos-Pinto M., Martin H., 2015. The geological roots of South America: 4.1 Ga and 3.7 Ga zircon crystals discovered in N.E. Brazil and N.W. Argentina. *Precambrian Research*, 271: 49–55.
- Park R.G., 1995. Palaeoproterozoic Laurentia–Baltica relationships: a view from the Lewisian. *Geological Society Special Publications*, 95: 211–224.
- Paszkowski M., Budzyń B., Mazur S., Slama J., Shumlyansky L., Środoń J., Dhume B., Kędzior A., Liivamägi S., Pisarzowska A., 2019. Detrital zircon U–Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus. *Precambrian Research*, 331, 105352.
- Paszkowski M., Budzyń B., Mazur S., Slama J., Środoń J., Millar I.L., Shumlyansky L., Kędzior A., Liivamägi S., 2021. Detrital zircon U–Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, part II: Ukraine. *Precambrian Research*, 362, 106282.
- Patterson C.C., 1956. Age of meteorites and the earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 10: 230–237.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.C., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956–983.
- Persson A.I., 1999. Absolute (U–Pb) and relative age determinations of intrusive rocks in the Ragunda rapakivi complex, central Sweden. *Precambrian Research*, 95: 109–127.
- Pesonen L.J., David A.D., Evans D.A.D., Elming S.A., Veikkola J., Salminen J., 2021. Precambrian supercontinents and supercycles – an overview. *W: Ancient Supercontinents and the Paleogeography of Earth* (red. L.J. Pesonen i in.): 1–50. Elsevier.
- Peters S.E., Gaines R.R., 2012. Formation of the ‘Great Unconformity’ as a trigger for the Cambrian explosion. *Nature*, 484: 363–366.
- Pierrehumbert R.T., Abbot D.S., Voigt A., Koll D., 2011. Climate of the Neoproterozoic. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39: 417–460.
- Pisarevsky S., Elming S.A., Pesonen L.J., Li Z., 2014. Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond. *Precambrian Research*, 244: 207–225.
- Plumb K.A., 1991. New Precambrian time scale. *Episodes*, 14: 139–140.
- Plumb K.A., James H.L., 1986. Subdivision of Precambrian time: Recommendations and suggestions by the Subcommission on Precambrian Stratigraphy. *Precambrian Research*, 32: 65–92.
- Poller U., Todt W., 2000. U–Pb single zircon data of granites from the High Tatra Mountains (Slovakia): Implications for the geodynamic evolution. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 91: 235–243.
- Powell J.W., 1875. Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries: Explored in 1869, 1870, 1871, and 1872, under the direction of the Secretary of the Smithsonian Institution. Government Printing Office, Washington.
- Racki G., Narkiewicz M. (red.), 2006. *Polskie zasady stratygrafii. Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Rämö O.T., Haapala I., 2005. Rapakivi granites. *Developments in Precambrian Geology*, 14: 533–562.

- Rämö O.T., Mänttari I., 2015. Geochronology of the Suomenniemi rapakivi granite complex revisited: Implications of point-specific errors on zircon U-Pb and refined λ_{87} on whole-rock Rb-Sr. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 87: 25–45.
- Rämö O.T., Huhma H., Kirs J., 1996. Radiogenic isotopes of the Estonian and Latvian rapakivi granite suites: new data from the concealed Precambrian of the East European Craton. *Precambrian Research*, 79: 209–226.
- Reddy S.M., Evans D.A.D., 2009. Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere. *Geological Society Special Publications*, 323: 1–26.
- Ripa M., Stephens M., 2020. Magmatism (1.6–1.4 Ga) and Mesoproterozoic sedimentation related to intracratonic rifting coeval with distal accretionary orogenesis. *Geological Society Memoirs*, 50: 269–288.
- Roberts N.M.W., van Kranendonk M., Parman S., Shirey S., Cliff P.D., 2015. Continent formation through time. *Geological Society Special Publications*, 389: 1–16.
- Rogers J.J.W., Santosh M., 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, 5: 5–22.
- Rogers J.J.W., Santosh M., 2003. Supercontinents in Earth history. *Gondwana Research*, 6: 357–368.
- Rooney A.D., Strauss J.V., Brandon A.D., Macdonald F.A., 2015. A cryogenian chronology: two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations. *Geology*, 43: 459–462.
- Ryka W., 1964. O budowie i stratygrafii krystaliniku północno-wschodniej Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 8: 42–57.
- Salin E., Sundblad K., Woodard J., O'Brien H., 2019. The extension of the Transscandinavian Igneous Belt into the Baltic Sea region. *Precambrian Research*, 328: 287–308.
- Salin E., Woodard J., Sundblad K., 2021. Tracing the SW border of the Svecofennian Domain in the Baltic Sea region: evidence from petrology and geochronology from a granodioritic migmatite. *International Journal of Earth Sciences*, 110: 1027–1047.
- Salminen J., Pesonen L.J., 2007. Palaeomagnetic and rock magnetic study of the Mesoproterozoic sill, Valaam island, Russian Karelia. *Precambrian Research*, 159: 212–230.
- Salminen M.J., Pehrsson S., Evans D.A.D., Wang Ch., 2021a. Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth. *W: Ancient Supercontinents and the Paleogeography of Earth* (red. L.J. Pesonen i in.): 465–498. Elsevier.
- Salminen J., Elming S.A., Mertanen S., Wang C., Almqvist B., Moakhar M.O., 2021b. Paleomagnetic studies of rapakivi complexes in the Fennoscandian shield—Implications to the origin of Proterozoic massif-type anorthosite magmatism. *Precambrian Research*, 365, 106406.
- Satkoski A.M., Lowe D.R., Beard B.L., Coleman M.L., Johnson C.M., 2016. A high continental weathering flux into Paleoproterozoic seawater revealed by strontium isotope analysis of 3.26 Ga barite. *Earth and Planetary Science Letters*, 454: 28–35.
- Savko K.A., Samsonov A.V., Kholina V.M., Bazikov N.S., 2017. The Sarmatia Megablock as a Fragment of the Vaalbara Supercontinent: Correlation of Geological Events at the Archean–Paleoproterozoic Transition. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 25: 123–145.
- Schmitz M.D., 2012. Radiogenic Isotope Geochronology. *W: The Geologic Time Scale 2012* (red. F.M. Gradstein i in.): 115–126. Elsevier.
- Semenenko N.P. (red.), 1968. Ryfeyskiy vulkanizm i metallonostnost zapadnoy chasti Ukrainskogo shchita. *Naukova Dumka, Kiev* (po rosyjsku).
- Shields-Zhou G., Porter S.A., Halverson G.P., 2016. A new rock-based definition for the Cryogenian Period (circa 720–635 Ma). *Episodes*, 39: 3–9.
- Shields G.A., Strachan R.A., Porter S.M., Halverson G.P., Macdonald F.A., Plumb K.A., de Alvarenga C.J., Banerjee D.M., Bekker A., Bleeker W., Brasier A., Chakraborty P.P., Collins A.S., Condie K., Das K., Evans D.A.D., Ernst R., Fallick A.E., Fimmel H., Fuck R., Hoffman P.F., Kamber B.S., Kuznetsov A.B., Mitchell R.N., Poiré D.G., Poulton S.W., Riding R., Sharma M., Storey C., Stueeken E., Tostevin R., Turner E., Xiao S., Zhang S., Zhou Y., Zhu M., 2022. A template for an improved rock-based subdivision of the pre-Cryogenian timescale. *Journal of the Geological Society*, 179: 1–22.
- Shumlyansky L., Billström K., Hawkesworth C., Elming S.A., 2012. U-Pb age and Hf isotope compositions of zircons from the north-western region of the Ukrainian shield: Mantle melting in response to post-collision extension. *Terra Nova*, 24: 373–379.
- Shumlyansky L., Hawkesworth C., Dhume B., Billström K., Claesson S., Storey C., 2015. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages and Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: Crustal growth of the south-western part of East European craton from Archaean to Neoproterozoic. *Precambrian Research*, 260: 39–54.
- Shumlyansky L., Ernst R., Söderlund U., Billström K., Mitrokhin O., Tsybal S., 2016. New U–Pb ages for mafic dykes in the Northwestern region of the Ukrainian shield: coeval tholeiitic and jotunitic magmatism. *GFF*, 138: 79–85.
- Shumlyansky L., Bekker A., Billström K., Claesson S., Romer R., Albekov A., Rudenko K., 2017. Geochronology and geodynamic setting of Rhyacian (2.25–2.03 Ga) orogenic zones in Sarmatia (SW Baltica). *W: Proceedings of the 14th SGA Biennial Meeting. Mineral resources to discover: 1–4.*
- Shumlyansky L.V., Stepanyuk L.M., Claesson S., Rudenko K.V., Bekker A.Yu., 2018. Uran-svintseva za tsirkonom ta monatsitom geokhrologiya granitoidiv zhitomirskogo ta sheremetivskogo kompleksiv, Pivnichno-Zakhidnyy rayon Ukrainskogo shchita. *Mineralogichnyy zhurnal*, 40: 63–85 (po ukraińsku).
- Shumlyansky L., Bekker A., Tarasko I., Francovschi I., Wilde S.A., Melnychuk V., 2023. Detrital Zircon Geochronology of the Volyn-Orsha Sedimentary Basin in Western Ukraine: Implications for the Meso-Neoproterozoic History of Baltica and Possible Link to Amazonia and the Grenvillian–Sveconorwegian–Sunsas Orogenic Belts. *Geosciences*, 13, 152.
- Skridlaite G., Wiszniewska J., Duchesne J.C., 2003. Ferro-potassic A-type granites and related rocks in NE Poland and S Lithuania: west of the East European Craton. *Precambrian Research*, 124: 305–326.
- Skridlaite G., Baginski B., Whitehouse M., 2008. Significance of c. 1.5 Ga zircon and monazite ages from charnockites in southern Lithuania and NE Poland. *Gondwana Research*, 14: 663–674.
- Skridlaite G., Siliuskas L., Whitehouse M.J., Johansson Å., Rimsa A., 2021. On the origin and evolution of the 1.86–1.76 Ga Mid-Baltic Belt in the western East European Craton. *Precambrian Research*, 367, 106403.
- Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sorjonen-Ward P., Balagansky V.V., Volodichev O.I., Shchipansky A.A., Svetov S.A., Cherkulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S., 2006. The Archean nucleus of Fennoscandia (Baltic) Shield. *Geological Society Memoirs*, 32: 627–644.
- Söderlund U., Elming S.-Å., Ernst R.E., Schissel D., 2006. The Central Scandinavian Dolerite Group – Protracted hotspot activity or back-arc magmatism? Constraints from U-Pb baddeleyite geochronology and Hf isotopic data. *Precambrian Research*, 150: 136–152.
- Sokolowski S. (red.), 1968. Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik. *Wydaw. Geol., Warszawa*.
- Spencer C.J., 2020. Continuous continental growth as constrained by the sedimentary record. *American Journal of Science*, 320: 373–401.
- Stern R., Bleeker W., 1998. Age of the World's Oldest Rocks Refined Using Canada's SHRIMP: The Acasta Gneiss Complex, Northwest Territories, Canada. *Geoscience Canada*, 25: 27–31.
- Stewart G.R., 2000. Outstanding questions for the giant impact hypothesis. *W: Origin of the Earth and Moon* (red. R.M. Canup, K. Righter): 217–223. University of Arizona Press, Tucson.
- Strachan R., Murphy J.B., Darling J., Storey C., Shields G.A., 2020. Precambrian (4.56–1.0 Ga). *W: The Geologic Time Scale 2020* (red. F.M. Gradstein i in.): 481–493. Elsevier.
- Su Q., Goldberg S.A., Fullagar P.D., 1994. Precise U-Pb zircon ages of Neoproterozoic plutons in the southern Appalachian Blue Ridge and their implications for the initial rifting of Laurentia. *Precambrian Research*, 68: 81–95.
- Sundblad K., Mansfeld J., Motuza G., Ahl M., Claesson S., 1994. Geology, geochemistry and age of a Cu-Mo-bearing granite at Kabeliai, Southern Lithuania. *Mineralogy and Petrology*, 50: 43–57.
- Środoń J., Gerdas A., Kramers J., Bojanowski M., 2022. Age constraints of the Sturtian glaciation on western Baltica based on U-Pb and Ar-Ar dating of the Lapichi Svita. *Precambrian Research*, 371, 106595.
- Šiliauskas L., 2019. Proterozojaus magminių uolienų kompleksų Pietų Lietuvoje sąsaja su Varėnos geležies rūdos telkiniu. *Vilnius Universitetas, Vilniaus [ropr. doktor.]*.
- Tabaud A.S., Štípská P., Mazur S., Schulmann K., Míková J., Wong J., Sun M., 2021. Evolution of a Cambro-Ordovician active margin in northern Gondwana: Geochemical and zircon geochronological evidence from the Góry Sowie metasedimentary rocks, Poland. *Gondwana Research*, 90: 1–26.
- Taran L., 2005. Gabbro-diorite-granodiorite-granite assemblage in Precambrian of NW Belarus. *Mineralogical Society of Poland – Special Papers*, 26: 85–88.
- Teixeira J.B.G., Misi A., da Silva M.G., 2007. Supercontinent evolution and the Proterozoic metallogeny of South America. *Gondwana Research*, 11: 346–361.
- Turner S., Wilde S., Wörner G., Schaefer B., Lai Y.-J., Blakier S., 2020. An andesitic source for Jack Hills zircon supports onset of plate tectonics in the Hadean. *Nature Communications*, 11, 1241.
- Vaasjoki M., 1996. The Laitila rapakivi batholith revisited: new, more precise radiometric ages. *W: The Seventh International Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks* (red. I. Haapala i in.): 82. University Press, Helsinki.
- Van Breemen O., Bowes D.R., Aftalion M., Żelaźniewicz A., 1988. Devonian tectonothermal activity in the Góry Sowie gneissic block, Sudetes, southwestern Poland: evidence from Rb-Sr and U-Pb isotopic studies. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 58: 3–19.
- Van Kranendonk M.J., Altermann W., Beard B.L., Hoffman P.F., Johnson C.M., Kasting J.F., Melezhik V.A., Nutman A.P., Papineau D., Pirajno F., 2012. A Chronostratigraphic Division of the Precambrian. *W: The Geologic Time Scale 2012* (red. F.M. Gradstein i in.): 299–392. Elsevier.
- Van Kranendonk M., Bennett V., Hoffmann E., 2018. *Earth's Oldest Rocks* (2nd Edition). Elsevier.
- Van Kranendonk M.J., Baumgartner R., Djokic T., Ota T., Steller L., Garbe U., 2021. Elements for the origin of life on land: A deep-time perspective from the Pilbara Craton of Western Australia. *Astrobiology*, 21: 39–59.
- Vermeesch P., 2016. Multi-sample comparison of detrital age distributions. *Chemical Geology*, 341: 140–146.
- Vėjelė I., 2011. Telšiai Drūkšiu-Polocko Deformacijos Zonos: Petrografija ir U/Pb Geochronologija. *Doktoro Disertacijos Santrauka. Fiziniai, Mokslai, Geologija* (05 P), Vilniaus Universitetas, Gamtos Tyrimų Centro Geologijos ir Geografijos Institutas, Vilnius.
- Walton C.R., Shorttle O., Hu S., Rae A.S.P., Jianglong J., Černok A., Williams H., Liu Y., Tang G., Li Q., Anand M., 2022. Ancient and recent collisions revealed by phosphate minerals in the Chelyabinsk meteorite. *Communications Earth & Environment*, 3, 40.
- Wang H., Chen L., Sun Y., Liu X., Xu X., Chen J., Zhang H., Diwu C., 2007. ~4.1 Ga xenocrystal zircon from Ordovician volcanic rocks in western part of North Qinling Orogenic Belt. *Chinese Science Bulletin*, 52: 3002–3010.
- Wichrowska M., 1992. Ryfej na obszarze platformy polskiej. *Przegląd Geologiczny*, 40: 94–99.
- Williams H., Hoffman P.H., Lewry J.F., Monger J.W.H., Rivers T., 1991. Anatomy of North America: Thematic Geologic Portrayals of the Continents. *Tectonophysics*, 187: 117–134.
- Williams I.S., Krzemińska E., Wiszniewska J., 2009. An extension of the Svecofennian orogenic province into NE Poland: evidence from geochemistry and detrital zircon from Paleoproterozoic paragneisses. *Precambrian Research*, 172: 234–254.
- Wiszniewska J., 2002. Wiek i geneza rud Fe-Ti-V i skał towarzyszących w suwalskim masywie anortozytowym (północno-wschodnia Polska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 401.
- Wiszniewska J., Krzemińska E., 2021. Advances in geochronology in the Suwałki anorthosite massif and subsequent granite veins, northeastern Poland. *Precambrian Research*, 361, 106265.
- Wiszniewska J., Petecki Z., 2014. Mezoproterozoiczne złoża rud tytanomagnetytowych w suwalskim masywie anortozytowym i jego środowisko geologiczne. *Górnictwo Odkrywkowe*, 55: 44–51.
- Wiszniewska J., Claesson S., Stein H., Vander Auwera J., Duchesne J.C., 2002. The north-eastern Polish anorthosite massifs: petrological, geochemical and isotopic evidence for a crustal derivation. *Terra Nova*, 14: 451–461.
- Wiszniewska J., Krzemińska E., Dörr W., 2007. Evidence of arc-related Svecofennian magmatic activity in the southwestern margin of the East European Craton in Poland. *Gondwana Research*, 12: 268–278.
- Xing G., Wang X., Wan Y., Chen Z., Yang J., Jitajima K., Ushikubo T., Gopon P., 2014. Diversity in early crustal evolution: 4100 Ma zircons in the Cathaysia Block of southern China. *Scientific Reports*, 4, 5143.
- Xing L., Luo T., Huang Z., Qian Z., Zhou M., He H., 2018. U–Pb zircon age of the base of the Ediacaran System at the southern margin of the Qinling Orogen. *Acta Geochimica*, 37: 414–421.
- Yao Z., Mungall J.E., Jenkins M.C., 2021. The Rustenburg Layered Suite formed as a stack of mush with transient magma chambers. *Nature Communications*, 12, 505.
- Zaitseva T.S., Kuzmenkova O.F., Kuznetsov A.B., Laptsevich A.G., Adamskaya E.V., 2021. U-Th-Pb LA-ICP-MS dating of detrital zircons from the Riphean deposits of the Volyn-Orsha paleobasin (drill hole Kormyanskaya, Belarus). *W: Stratigraphy of the upper Precambrian. Abstract vol. of the VII Russian conference: 71–74.*
- Zhang S., Li Z.-X., Evans D.A.D., Wu H., Li H., Dong J., 2012. Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: a global synthesis with new paleomagnetic results from North China. *Earth and Planetary Science Letters*, 353–354: 145–155.
- Zhao G., Cawood P.A., Wilde S.A., Sun M., 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga collisional orogens and accreted cratons: a pre-Rodinia supercontinent? *Earth-Science Reviews*, 59: 125–162.
- Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S., 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth-Science Reviews*, 67: 91–123.
- Zhou Q., Yin Q.-Z., Young E.D., Li X.-H., Wu F.-Y., Li Q.-L., Liu Y., Tang G.-Q., 2013. SIMS Pb–Pb and U–Pb age determination of eucrite zircons at <5 μm scale and the first 50 Ma of the thermal history of Vesta. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 110: 152–175.
- Znosko J., 1960. Uwagi o stratygrafii podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 4: 281–290.
- Żelaźniewicz A., Fanning C.M., 2020. Neoproterozoic fragments in the Brunovistulia terrane, S Poland: a component of the Columbia Supercontinent? *Geological Quarterly*, 64: 120–129.
- Żelaźniewicz A., Jastrzębski M., 2021. Evolution of Neoproterozoic-Paleoproterozoic basement in the Brunovistulia terrane, S Poland: geological, P-T and geochemical records. *Geological Quarterly*, 65, 20.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczytko N., Ślęczka A., Żaba J., Żyto K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. *Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław*.

