

Załącznik 3A
Autoreferat

1. Imię i nazwisko

Ewa Krzemińska

2. Wykształcenie i posiadane stopnie naukowe, z podaniem podmiotu nadającego stopień, roku ich uzyskania oraz tytułu rozprawy doktorskiej

• 2009 – stopień doktora nauk o Ziemi w zakresie geologii nadany uchwałą Rady Naukowej Państwowego Instytutu Geologicznego–Państwowego Instytutu Badawczego na podstawie rozprawy *Geochemiczny zapis zmian proterozoicznego środowiska geotektonicznego na podstawie wybranych profili skał krystalicznych północno-wschodniej Polski*, promotor: dr hab. Janina Wiszniewska; recenzenci: prof. dr hab. Andrzej Żelaźniewicz, prof. dr hab. Andrzej Kozłowski.

• 1986 – magister geologii o specjalności: petrografia oraz mineralogia i geochemia, Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego;
praca magisterska z zakresu petrografii skał metamorficznych *Kontaktowe przeobrażenia skał w osłonie intruzji kłodzko-złotostockiej w rejonie Żelazna–Marcinowa–Oldrzychowic*, pod kierunkiem doc. dr. hab. Janusza Ansilewskiego / dr. hab. Bogumiła Wierchołowskiego.

3. Informacje o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych:

2018-obecnie	starszy specjalista d/s laboratoryjnych, kierownik Laboratorium Analiz w Mikroobszarze, PIG-PIB;
2017	przeszeregowanie na etat techniczny (obligatoryjne), wynikające z wprowadzenia wewnętrznych regulacji, dotyczących statusu osób zatrudnionych w laboratoriach PIG-PIB;
2014-2016	adiunkt, kierownik Laboratorium Analiz w Mikroobszarze, PIG-PIB;
2011-2014	adiunkt, koordynator zespołu do spraw budowy laboratorium mikrosondy jonowej w PIG-PIB;
2008-2011	adiunkt, Centralne Laboratorium Chemiczne, PIG-PIB;
2002-2008	asystent, Zakład Geologii Regionalnej, PIG;
2001-2002	asystent, Zakład Petrografii i Mineralogii, PIG;
1997-2001	przerwa w pracy – urlop wychowawczy (1x);
1993-1996	specjalista, Pracownia Mikroskopii Elektronowej, PIG;
1987-1993	przerwa w pracy – urlop wychowawczy (2x);
1986	stażysta, Zakład Petrografii i Mineralogii, Państwowy Instytut Geologiczny (PIG).

4. Informacje o osiągnięciu naukowym

Jako osiągnięcie naukowe wynikające z art. 219 ust. 1 pkt 2b. ustawy z dnia 20 lipca 2018 r. Prawo o szkolnictwie wyższym i nauce (Dz.U. z 2020, poz. 85 z późn. zm.) przedstawiam

zgodnie z art. 219 ust. 1 pkt 2b Ustawy cykl powiązanych tematycznie siedmiu publikacji pod zbiorczym tytułem:

Chronologia wydarzeń na południowym brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego:

nowe daty – aktualizacje – rewizje

Przestawiony cykl artykułów opublikowany został w latach 2019–2022. Wszystkie prace były przygotowane we współautorstwie. W czterech publikacjach jestem pierwszą autorką [A1, A3, A6, A7] w pozostałych drugą [A2, A4, A5]. W każdym z nich, w ramach zespołu autor-skiego w części odnoszącej się do geochronologii izotopowej U-Pb byłam liderem [A1, A3 i A5] lub jedynym wykonawcą badań [A2, A4, A6, A7] oraz we wszystkich autorem interpre-tacji. Geochronologia izotopowa i jej interpretacja stanowią trzon każdej z publikacji.

4.1 Informacje naukometryczne

Sześć artykułów (A1-A3, A5-A7) zostały opublikowanych w recenzowanych czasopismach indeksowanych w bazie *Journal Citation Reports*, znajdujących się na liście „A” czasopism Ministerstwa Edukacji i Nauki (MEiN). Jeden artykuł (A4), opublikowany w czasopiśmie z listy „B” MEiN, wszedł w skład okolicznościowego tomu wydanego na 100-lecie Państwo-wego Instytutu Geologicznego-PIB, prezentującego nowe dokonania petrologiczne pracowni-ków PIB-PIB.

Dla cyklu artykułów składających się na osiągnięcie naukowe suma punktów MEiN wynosi 990 ($4 \times 200 + 100 + 70 + 20$). Suma współczynników dwuletniego IF z roku publika-cji wynosi 20,607 ($2 \times 4,142 + 0,826 + 4,394 + 4,261 + 2,742$).

4.2. Spis publikacji stanowiących osiągnięcie naukowe

Pełna treść artykułów oraz oświadczenia współautorów o ich udziale w powstaniu tych publi-kacji przedstawione zostały w załącznikach, odpowiednio (Pdf) i (Statm_ scan).

[A1] Krzemińska E., Johansson Å., 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. DOI: 10.1016/j.precamres.2021.106300

Lista “A” MEiN 2021 = 200 pkt., IF2021 = 4,142; 4YearIF = 4,927; liczba cytowań: 3

[A2] Wiszniewska J., Krzemińska E., 2021. Advances in geochronology in the Suwałki anorthosite massif and subsequent granite veins, northeastern Poland. *Precambrian Research*, **361** (106265), 1–20. DOI: 10.1016/j.precamres.2021.106265

Lista "A" MEiN 2021 = 200 pkt., IF2021 = 4,142; 4YearIF=4,927; Liczba cytowań: 6

[A3] 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.

Lista "A" MEiN 2021 = 70 pkt., IF2019 =0,926; 4YearIF= 1,228; Liczba cytowań: 1

[A4] 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. DOI: 10.5604/01.3001.0013.0840

Lista "B" MEiN 2019 =20 pkt

[A5] Poprawa P., Krzemińska E., Paczeńska J., Armstrong R., 2020. Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the East European Craton – relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia. *Precambrian Research*, **346**, 105817. DOI: 10.1016/j.precamres.2020.105817

Lista "A" MEiN 2021 = 200 pkt., IF2020 = 4,394; 4YearIF = 5,127; Liczba cytowań: 26

[A6] Krzemińska E., Poprawa P., Paczeńska J., Krzemiński L. 2022. From initiation to termination: The evolution of the Ediacaran Volyn large igneous province (SW East European Craton) constrained by comparative geochemistry of proximal tuffs versus lavas and zircon geochronology *Precambrian Research*, **370** (4):106560. DOI: 10.1016/j.precamres.2022.106560

Lista "A" MEiN 2021 = 200 pkt., IF2021 = 4,261; 4YearIF=4,927; Liczba cytowań: 1

[A7] Krzemińska E., Krzemiński L., Poprawa P., Paczeńska J., Nejbert K., 2021. First Evidence of the Post-Variscan Magmatic Pulse on the Western Edge of East European Craton: U-Pb Geochronology and Geochemistry of the Dolerite in the Lublin Podlasie Basin, Eastern Poland. *Minerals* **11**(12):1361. DOI: 10.3390/min1112136

Lista "A" MEiN 2021 = 100 pkt., IF2021 = 2,742; 4YearIF=2,93

4.3. Komentarz autorski

4.3.1. Wprowadzenie

Po uzyskaniu stopnia doktora, tematyka moich prac naukowo-badawczych koncentrowała się na badaniach geochronologicznych skał z pochodzących z głębokich otworów wiertniczych z północnej i wschodniej części Polski, związanych genetycznie z kratonem wschodnioeuropejskim. Celem była systematyczna weryfikacja nielicznych oznaczeń wieku wykonanych dość dawno, często przy użyciu niskotemperaturowych geochrometrów. Ponadto, w wielu rejonach udało mi się przeprowadzić inaugurację badań geochronologicznych skał krystalicznych. Prace analityczne realizowałam w oparciu o metodę geochronologii izotopowej U-Pb z wykorzystaniem minerału cyrkonu jako wyjątkowo uniwersalnego geochrometru. Wspólnym celem oznaczeń było odtworzenie chronologii głównych epizodów magmowych i procesów geologicznych z historii złożonej ewolucji krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego w po-

blizy strefy Teisseyre'a–Tornquista (TTZ). Aby odtworzyć regionalną historię ewolucji tektonicznej szczególnie w odniesieniu do skał podłoża krystalicznego, oprócz szeregu aspektów geochemicznych i petrograficznych, to wiek skał jest informacją nie do zastąpienia, stanowiąc kluczowy parametr prowadzonych badań geologicznych. Bez precyzyjnego odniesienia do skali czasu geologicznego nie można w pełni wykorzystać bogactwa innych danych. W szczególności nie można przeprowadzić korelacji regionalnych i stratygraficznych. Korzystając nawet z ograniczonego dostępu do skał krystalicznych, jakie dostarczają nieregularnie rozmieszczone głębokie otwory wiertnicze, właśnie przy wsparciu geochronologii izotopowej U-Pb można rekonstruować ewolucję geologiczną skał podłoża czy formacji osadowych pokryw, w których brak jest skamieniałości przewodnich, plasując je poprawnie w konkretnych ramach czasowych. Pomimo fragmentarycznej natury najstarszych skał, z których znaczna część została silnie zdeformowana, przeobrażona czy przetworzona w geologicznym recyklingu, pomoc geochronologii U-Pb pozwala wskazać kierunki istotnych powiązań regionalnych.

4.3.2. Metodyka

Datowanie izotopowe U-Pb stało się szeroko stosowaną i nader skuteczną metodą w geologii, ponieważ system zawiera dwie niezależne pary izotopów macierzystych – potomnych, dające trzy warianty wiekowe (tj. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ i $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), co umożliwia weryfikację wewnętrznej spójności uzyskiwanych rezultatów. Spośród wielu minerałów zawierających pierwiastek uran w sieci krystalicznej, cyrkon został uznany za najlepszy minerał dla geochronologii U-Pb ze względu na jego z reguły umiarkowaną zawartość U, znikomą początkową zawartość nieradiogenicznego Pb (Pb zwyczajny) oraz występowanie w szerokiej gamie typów skał. Ponadto wysoka temperatura ($>800^{\circ}\text{C}$) zamknięcia układu izotopowego U-Pb potencjalnie daje zdolności do przetrwania anateksis skorupy ziemskiej, szczególnie w systemach suchych. Dzięki odporności izotopowej, cyrkon oferuje dodatkową własność zachowywania śladów kilku epizodów wzrostu, poprzedzających właściwy etap tworzenia skały. Może to stanowić pewną przeszkodę w precyzyjnym określeniu końcowego wieku. Z drugiej strony jednak otwiera możliwości pozyskania dodatkowego zapisu geochronologicznego odnoszącego się do protolitu, czy materiału odziedziczonego, czy pochwyconego z otaczającego podłoża w trakcie przemieszczania się stopu magmowego. W celu poprawnego przypisania wyników liczbowych do właściwego kontekstu geologicznego, badania wieku wykorzystujące ce cyrkony jako wysokotemperaturowe geochronometry wymagają wnikliwej interpretacji

uzyskanych dat, z uwzględnieniem różnych aspektów wewnętrznej budowy analizowanych cyrkonów.

W cyklu publikacji przedstawionych do oceny, przygotowanie co najmniej, wydzielonego zagadnienia geochronologii wraz z interpretacją było moim indywidualnym autorskim wkładem. Składa się na to analityka izotopowa, strategia badań, opracowanie, interpretacja i dyskusja wyników. Niekiedy jest to nawet dominujący element publikacji [A2]. Wszystkie badania realizowałam z wykorzystaniem techniki spektrometrii mas jonów wtórnych (Secondary Ion Mass Spectrometry, SIMS). Prace analityczne wykonywałam na mikrosondzie jonowej SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe). Nie był to jednak jeden instrument i jedno laboratorium.

Po zdobyciu podstawowych umiejętności metodycznych, po roku 2009 analitykę U-Pb realizowałam samodzielnie. Prezentowane wyniki są efektem prac analitycznych, które wykonywałam w następujących laboratoriach:

- (1) w prestiżowej Research School of Earth Sciences RSES, Australian National University ANU w Canberze na instrumentach SHRIMP RG i SHRIMP II [A1, A4],
- (2) służby geologicznej Australii Geoscience Australia (GA) na SHRIMP II [część z A3],
- (3) w mojej macierzystej instytucji PIG-PIB w Warszawie na SHRIMP IIe [A2, A6, A7 i część z A3, część z A5].

We wszystkich wymienionych laboratoriach zasadnicza procedura analityczna była identyczna i zgodna z podstawowym opisem metodycznym przedstawionym przez Williamsa (1998). Podobnie tożsamy był użyty w analizach główny materiał referencyjny. Cyrkon Temora 2, pochodzący z masywu gabrowego diorytu Middledale w Nowej Południowej Walii w Australii jest powszechnie stosowany jako wzorzec wieku w analizach izotopowych (Black et al., 2003; Iles et al., 2015).

Od strony metodycznej cykl artykułów [A1] – [A7] przedstawiany do oceny naświetla kilka różnych wariantów / strategii zastosowanych w badaniach w U-Pb geochronologicznych, realizowanych przy użyciu mikrosondy jonowej. Od strony geologicznej prezentuje szerokie spektrum problemów geologii regionalnej, które udało się rozwiązać lub podjąć, dzięki wynikom analiz izotopowych U-Pb wieku cyrkonu.

4.4. Omówienie celu naukowego cyklu publikacji, osiągniętych wyników oraz ich wykorzystania

Przedstawiony zestaw prac stanowi spójne połączenie wykonanych przeze mnie prac analitycznych (geochronologia izotopowa U-Pb) i interpretacji uzyskanych danych, wykorzysta-

nych do dyskusji etapów ewolucji geologicznej tej części kratonu wschodnioeuropejskiego w skali regionalnej.

4.4.1. Wiek podłoża krystalicznego skraju południowego Bałtyku.

Pierwszy z serii artykułów [A1] w części geochronologicznej przedstawia wyniki badania wieku skał krystalicznych z południowej części Morza Bałtyckiego oraz ich korelacje regionalne. W większości unikatowe próbki pochodziły z wierceń poszukiwawczych firmy Petrobaltik. Tylko kilka otworów bezpośrednio nawierciło podłoże krystaliczne. Znaczącym efektem moich badań geochronologicznych i konkretnym wkładem w regionalny obraz budowy geologicznej północnej Polski i strefy południowego Bałtyku było określenie po raz pierwszy wieku U-Pb granitognejśów rozpoznanych w czternastu głębokich otworach wiertniczych [A1]: czterech rozlokowanych na Pomorzu oraz dziesięciu penetrujących podłoże krystaliczne pod dnem Bałtyku, w granicach Polskiej Wyłącznej Strefy Ekonomicznej.

Pozyskane fragmenty skał krystalicznych reprezentują strop podłoża na obszarze Pomorza, z lokalizacją od Słupska IG1 na zachodzie do najbardziej wysuniętego na wschód otworu Hel IG1 i do otworu B5-1/01 prawie 100 km na północ od wybrzeża, obejmując podłoże pod blokiem Łeby oraz blokiem Rozewia (Pokorski, 2010). Obraz wewnętrznej budowy cyrkonów we wszystkich przypadkach dokumentuje bez wątpienia magmowy protolit. Ziarna/jądra odziedziczone są rzadkością (1 na 282 wyniki). W większości próbek pojawiają się subtelne obrosty metamorficzne, których wiek nieznacznie różni się od magmowej krystalizacji (Słupsk IG1: 1750 mln lat vs 1739 mln lat). Nie stwierdziłam dowodów na istnienie osadowego protolitu gnejśów ze Słupska IG1 (80 analiz U-Pb), o którym wspominały wcześniejsze hipotezy.

Zgromadzone i opracowane przeze mnie dane wskazują na dwa odrębne okresy aktywności magmowej, w późnym paleoproterozoiku (stater) między 1,79 a 1,75 mld lat oraz w mezoproterozoiku (późny kalym). Dominujący epizod magmowy w późnym paleoproterozoiku związany był z wydarzeniem deformacji późnomagmowej około 1740 mln lat temu. Jedynie w trzech profilach wiertniczych (B16, B3, B4) dane U-Pb dokumentują wiek krystalizacji granitów w mezoproterozoiku w zakresie 1,48–1,45 mld lat temu, ale ich lokalizacja jest ograniczona do wąskiego pasa pod blokiem Łeby.

Uzyskane wyniki odnoszące się do wieku protolitu pozwoliły na właściwe pogrupowanie i opracowanie innych danych analitycznych, w tym geochemii pierwiastków śladowych i geochemii izotopowej Sm-Nd i powiązania petrogenetyczne. W ten sposób, wiedza na temat

wieku powstawania skorupy w prekambrze na obszarze południowego Bałtyku uległa znaczącej zmianie. Umożliwiło to weryfikację pierwszego szkicu budowy podłoża znanego z Mapy litologicznej podłoża krystalicznego w *Atlasie Geologicznym Południowego Bałtyku* (Dadlez, Ryka, 1995), gdzie wyróżniane są aż cztery piętra strukturalne, począwszy od wczesnoproteozoicznego z relikdami archaiku. Nowe dane U-Pb dla skrajnie południowej części Bałtyku i północnej Polski posłużyły do opracowania *Mapy geologicznej podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej w skali 1:1 000 000*, w tworzenie której zaangażowany był zespół autorski z podobnym podziałem kompetencji (Krzemińska et al., 2017).

Oznaczenie wieku podłoża [A1] stało się kluczem do przeprowadzenia bezpośredniej korelacji geologicznych w rejonie południowego Bałtyku. Równowiekowe formacje skalne, analogiczne pod względem geochemicznym i izotopowym (wiek modelowy $T_{DM}(Nd)$, wiek protolitu U-Pb), występują na obszarze Blekinge w południowej Szwecji (Johansson et al., 2006; Johansson, 2016). Z uwagi na tak znaczące podobieństwa i doskonałą korelację [A1] w rejonie południowego Bałtyku, wprowadzona została nowa jednostka skorupowa w postaci pasma Pomorze–Blekinge (1,78–1,75 mld lat), która znalazła także swoje odzwierciedlenie na nowej mapie Podłoża krystalicznego NE Polski (Krzemińska et al., 2017). Warto wspomnieć, że wiek krystalizacji w zbliżonym zakresie mają także skały magmowe z transskandynawskiego pasma magmowego (TIB, *Transscandinavian Igneous Belt*). Wyróżnione tam jedno z trzech stadiów magmatyzmu (TIB-1; 1,81–1,76 mld lat), charakterystyczne dla południowej Szwecji, pokrywa się w czasie z magmatyzmem rejonu Blekinge i tym samym z aktywnością magmową na Pomorzu i południowym Bałtyku. Jednak w przeciwieństwie do granitoidów na południowym krańcu TIB-1, skały z rejonu Blekinge i Pomorza są wyraźnie zdeformowane. Dlatego też uwzględniając analizy mezostrukturalne, istnieje większe pokrewieństwo skał magmowych z Pomorza i spenetrowanej wiertniczo strefy południowego Bałtyku z obszarem Blekinge niż z TIB-1.

Uproszczona interpretacja wyłącznie wieku U-Pb skał z czternastu otworów wiertniczych, opublikowana wcześniej w formie abstraktu i osobnej publicznej prezentacji na Nordic Geological Winter Meeting w Lund (Krzemińska et al., 2014), została wykorzystana niemal natychmiast do korelacji regionalnej przedstawionej w ważnej pracy *Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna* (Bogdanova et al., 2015). Wyniki analiz wieku U-Pb [A1] zostały także uwzględnione na zintegrowanym szkicu struktury skorupy ziemskiej w środkowej i południowej części orogenu swekofeńskiego w poprzek Morza Bałtyckiego (op. cit.). Oznaczenia wieku skał z Pomorza i południowego Bałtyku, doskonale wiążą się w spójny obraz z równolegle opublikowanymi wyni-

kami badań wieku skał z Gotlandii (Sundblad et al., 2021) i Olandii oraz dwóch otworów bałtyckich w strefie ekonomicznej Łotwy (Salin et al., 2019, 2021).

4.4.2. Ramy czasowe aktywności magmowej w obrębie suwalskiego masywu anortozytowego

Równie znaczącym osiągnięciem stało się uzupełnienie rozpoznania geochronologicznego [A2] skał z obszaru suwalskiego masywu anortozytowego (SAM) wchodzącego w skład formacji anortozyt–mangeryt–charnockit–granit (AMCG) i struktury znanej jako kompleks mazurski z powszechnymi granitoidami z teksturą typu rapakiwi. Nowoczesne izotopowe badania zainicjowane zostały wprawdzie dwadzieścia lat temu, ale dotyczyły one wówczas wieku granitoidów typu rapakiwi, które gwarantują obfitość ziaren cyrkonu (Dörr et al., 2002). Wstępne określenie wieku złoża związanego z SAM wykonane było metodą Re-Os (Stein et al., 1998; Morgan et al., 2000). To jedno z pierwszych na świecie zastosowań geochronologii Re-Os do minerałów kruszczowych (siarczków i tlenków Fe) w norycie, zakończyło się jednak niską dokładnością wyniku (z błędem ± 37 i ± 94 mln lat). Wiek formowania norytów i anortozytów kruszczonośnych (1559–1556 mln lat) wydawał się nieco przeszacowany, a nawet niepewny w porównaniu z czasem krystalizacji granitoidów określonym metodą TIMS na 1515 ± 3 mln lat (Dörr et al. 2002). Mimo to, w publikowanych zestawieniach regionalnych jako wiek SAM powszechnie cytowana była data $\sim 1,55$ mld lat (np. Ashwal, 2010). W tym przypadku bardziej systematyczne datowanie większej kolekcji skał, czyli weryfikacja chronologiczna kluczowych komponentów intruzji, wydawało się niezbędne. W ramach projektu NCN (#2015/17/B/ST10/03540: *Określenie architektury i ewolucji geologicznej suwalskiego masywu anortozytowego z wykorzystaniem trójwymiarowego modelowania danych geologiczno-geofizycznych*), kierowanego przez prof. dr hab. Janinę Wiszniewską, moim zadaniem był wybór materiału, wykonanie badań geochronologicznych na mikrosondzie jonowej SHRIMP oraz opracowanie i interpretacja wyników.

Kolekcję przeznaczoną do badań wieku (20 próbek) wybrałam spośród anortozytu, granitu typu A (z teksturą rapakiwi) oraz żył granitowych, głównie aplitów oraz pegmatytów (post-AMCG) powszechnie tnących główne składniki SAM. Próbkę reprezentowały różne lokalizacje w ramach SAM: brzeg wschodni, zachodni i centrum oraz różne poziomy głębokości w obrębie intruzji. Ramy czasowe posadowienia intruzji zostały zawężone do około 17 milionów lat, w przedziale między 1516 i 1499 Ma (poprzednio były to 44 mln lat od 1559 do 1515 mln lat). Nowe wyniki geochronologiczne [A2] zgromadzone w toku badań (342 analizy) pozwoliły wykazać, że główne komponenty AMCG, tj. anortozyty i granity typu A kry-

stalizowały w tym samym czasie. Jest to zgodne z wcześniejszym wnioskiem (Duchesne et al., 2010), wysnutym na podstawie geochemii izotopowej Sm-Nd i Rb-Sr skał, że stopy dwóch osobnych serii mogły być generowane synchronicznie.

Chemicznie odmienny charakter stopów, z których krystalizował cyrkon pokazuje zależność zawartości Th vs U [ppm] w cyrkonie z badanych skał różnych typów. Cyrkon w anortozytach nie krystalizował w pierwszej kolejności, ale w przestrzeniach interstycjalnych pomiędzy ziarnami plagioklazów i nielicznych piroksenów. Zarówno w granicie rapakiwi, jak i w anortozycie powszechna była dwuetapowa krystalizacja. Najpierw na dużych głębokościach w komorze magmowej, a następnie podczas dekompresji w końcowym etapie wynoszenia intruzji, co dobrze uwidacznia zaburzony charakter pasowości przyrostowej na brzegach większych kryształów cyrkonu. Statystyczne zestawienie [A2] pozwoliło mi stwierdzić występowanie dwóch wyraźnych kumulacji wieku cyrkonu z anortozytu: przy 1515 mln lat, dominujące we wschodniej części SAM, i 1507 mln lat w centralnej i zachodniej części masywu. Odpowiadają one osobnym epizodom magmowym lub nawet oddzielnym intruzjom w obrębie SAM. Podobny statystyczny rozkład wieku z dwoma głównymi pikami przy 1515 mln lat oraz z mniejszym pikiem przy 1509 mln lat temu obserwuje się w zestawieniu wyników analiz ziaren z granitoidów z AMCG w tym rejonie.

Wiek żył aplitowych i pegmatytowych wyznacza czas tuż po pełnej konsolidacji SAM, która nastąpiła po 1490–1475 mln lat temu (ostre kontakty żył ze skałami SAM). Wykonane przeze mnie badania [A2] bezpośrednio udokumentowały, że macierzyste stopy aplitów generowane były przez częściowe przetopienie źródeł lokalnych, w tym skał z późnego paleoproterozoiku o wieku 1,83 mld lat z dobrze zachowanymi licznymi relikтами skorupy swekofeńskiej (środki ziaren cyrkonu) w otoczeniu SAM. Są one klasycznym przykładem granitów typu S (*sensu* Chappell, White, 1992) na obszarze kompleksu mazurskiego.

Zaktualizowany wiek aktywności magmowej w obrębie SAM podobnie jak nowe wyniki z obszaru Bałtyku, wraz z moim krótkim wprowadzeniem regionalnym, znalazły się w statystyczno-paleogeograficznej kompilacji zatytułowanej „*A geochronological review of magmatism along the external margin of Columbia and in the Grenville-age orogens forming the core of Rodinia*” opublikowanej w Precambrian Research 371 (2022) 106463. Pracę przygotował międzynarodowy zespół pod kierunkiem Åke Johanssona, w którym jestem jednym z dwudziestu trzech współautorów, reprezentujących trzynaście krajów i pięć kontynentów.

4.4.3. Relikty przedmezoproterozoicznej skorupy w obrębie kompleksu mazurskiego

Analiza wieku skał charnockitowych przedstawiona w publikacji [A3] cyklu przyczyniła się

do reinterpretacji wcześniejszych ujęć związanych z zasięgiem AMCG. Formacja magmowa AMCG, która dominuje w kompleksie mazurskim powstała w czasie mezoproterozoiku jako szereg intruzji zlokalizowanych wzdłuż kierunku E–W. Charnockity są jednym z głównych składników formacji AMCG. Dlatego też granitoidy z ortopiroksenem występujące w rejonie otworu Łanowicze PIG-1 (zaledwie 10 km na zachód od centrum złoża Krzemianka) przez dłuższy czas zaliczane były do formacji AMCG (Bagiński et al. 2001). W tym wypadku rezultaty moich wstępnych badań wykonanych w laboratorium GA (próbka głęb. 1405 m) zostały połączone z wynikami analiz wykonanych pod moją opieką w laboratorium PIG–PIB (3 próbki z głęb. 1162, 1382, 1485 m), które weszły w skład pracy magisterskiej Aleksandry Łukawskiej (Nr albumu 309597; *Geneza charnockitów z wiercenia Łanowicze PIG-1 w świetle badań cyrkonów i innych minerałów akcesorycznych*; praca wykonana w czerwcu 2015 r. pod kierunkiem dr. hab. Bogusława Bagińskiego oraz moim). Badania wykonane przeze mnie w GA, a potem potwierdzone na innych próbkach w 2015 r. przez A. Łukawską wykazały, że protolit charnockitów z Łanowicz PIG-1 bez wątpienia był paleoproterozoiczny i odbiegał cechami geochemicznymi od formacji AMCG. Jest to zatem genetycznie odmienny rodzaj charnockitów, stanowiący relikty starszego podłoża istniejącego przed powstaniem mezoproterozoicznej formacji AMCG.

Współwystępowanie protolitu o wieku 1836–1850 mln lat i około 1881 mln lat, udokumentowanego na różnych głębokościach w jednym profilu wiercenia pozwoliło mi stwierdzić, że w zachodniej osłonie SAM obserwujemy obecność skał charakterystycznych dla sąsiednich litewskich domen skorupowych, a mianowicie zachodniolitewskiej (WL) i środkowolitewskiej (MLD), utworzonych jako krawędź kontynentu około 1,86–1,84 mld lat temu, a także rozczłonkowanej domeny wschodniolitewskiej (LEL), w której najstarsza skorupa kontynentalna powstała między c. 1,89 a 1,87 mld lat temu.

Zgodnie z nowym modelem budowy geologicznej tego rejonu (Bogdanova et al., 2015) domena LEL powstała ok. 1,89 mld lat temu w środowisku łuku wulkanicznego, podczas wczesnej fazy orogenezy swekofeńskiej 1,89–1,87 mld lat. Późniejsza akrecja na brzegu LEL i dynamiczne zdarzenia w obrębie łuku wulkanicznego MLD doprowadziły do „rozczłonkowania” tektonicznego starszej skorupy, potem zaś do metamorfizmu o wieku około 1,80 mld lat. Następnie podłoże było intrudowane przez anorogeniczną formację AMCG ok. 1,52–1,50 mld lat temu. Ślady tych etapów ewolucji skorupy zostały zarejestrowane w wewnętrznej budowie dynamicznie odkształconych kryształów cyrkonu z otworu Łanowicze PIG-1 [A3]. Badania geochronologiczne pokazały, że od północy SAM sąsiaduje z domeną środkowolitewską (MLD) zawierającą relikty skorupy wschodniolitewskiej. Rejon ten stano-

wi część dużego pasa środkowobałtyckiego (MBB) wyróżnionego przez Bogdanową et al. (2015).

4.4.4. Osady i źródło materiału detrytycznego na południe od kompleksu mazurskiego

Badania wieku materiału detrytycznego opisane w czwartej publikacji cyklu [A4] dotyczyły mineralogicznie dojrzałych, bogatych w kwarc skał metaosadowych znanych ze stropu podłoża krystalicznego w obszarze na południe od kompleksu mazurskiego.

Kwarcyty z otworów wiertniczych Mońki IG2 i Zabiele IG1 przez lata traktowane były jako przykład „quasiplatformowej” serii osadowej na kratonie wschodnioeuropejskim (Kubicki et al., 1996), a nawet za neoproterozoiczną pokrywę wypełniającą zagłębienia związane z „systemem dyslokacji gotyjskich” (Ryka, 1998). Najczęściej kwarcyty korelowano ze znaną ze Skandynawii mezoproterozoiczną formacją jotnicką, deponowaną tam w systemie rowów tektonicznych przed 1260 mln lat temu. Przypuszczano wówczas, że materiał detrytyczny obecny w kwarcytach powinien pochodzić z denudacji granitoidów z pobliskiego kompleksu mazurskiego, zdominowanego przez serię magmowych skał mezoproterozoicznych (~1,5 mld lat temu). Tak interpretowane kwarcyty weszły w skład osobnej jednostki, tzw. kompleksu biebrzańskiego (Kubicki et al., 1996; Ryka, 1998) i jako osadowe skały jotnickie traktowane były jako młodsze niż granity rapakiwi i starsze niż znane ze Skandynawii post-jotnickie diabazy o wieku 1260 Ma.

Wykonane przeze mnie badanie wieku detrytusów z kwarcytów z Moniek IG2 i Zabieli IG1 i ich interpretacja umożliwiły identyfikację populacji wiekowych, w tym najmłodszych ziaren jako wskaźnika maksymalnego wieku depozycji, oraz oszacowanie czasu metamorfizmu, z czego wynikają istotne implikacje stratygraficzne. Nie potwierdziła się żadna z wcześniejszych hipotez. Ustaliłam, że materiał detrytyczny pochodził z erozji paleoproterozoicznych skał źródłowych o wieku od 2,11 do 1,68 mld lat ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Dominujące populacje wiekowe detrytusów w kwarcytach były zbliżone do notowanych grup w późnoswekofeńskich paragnejkach w tej części kratonu (Williams et al., 2008). Maksymalny wiek depozycji materiału klastycznego prawdopodobnie nie przekraczał 1,6 mld lat. Materiał deponowany był już w schyłkowym stadium orogenezy swekofeńskiej, jednak przed rozpoczęciem denudacji bogatej w cyrkon mezoproterozoicznej formacji AMCG kompleksu mazurskiego. Zbyt cienkie obrosty metamorficzne na ziarnach cyrkonu oraz brak monacytu nie pozwolił na dokładne określenie wieku metamorfizmu. Pośrednio na podstawie oszacowania momentu w jakim doszło do powszechnego ubytku ołowiu w cyrkonach i powiązania tego procesu z metamorfizmem, można przypuszczać, że zdarzenie metamorficzne miało miejsce jeszcze w paleoprote-

rozoiku. Przed publikacją [A4] wyniki badań zostały wykorzystane dla rewizji chronostratygraficznej na potrzeby nowej mapy geologicznej polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Krzemińska et al., 2017).

4.4.5. Wiek materiału piroklastycznego i jego związek z fazami aktywności wulkanicznej i ryftowania brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego

Oddzielnym zagadnieniem w ramach badania wieku cyrkonu w skałach klastycznych pozostają analizy utworów piroklastycznych. Oprócz zapisu populacji wiekowych obecnych w osadzie, najistotniejsze są ziarna najmłodsze, a szczególnie te o wyraźnym pochodzeniu wulkanicznym, ponieważ mogą być wykorzystane do precyzyjnego wyznaczenia wieku poziomów stratygraficznych. Jako produkty aktywności wulkanicznej, warstwy tufu są wskaźnikiem szybkiej depozycji osadu i dlatego ich wiek, wyrażony przez wiek krystalizacji najmłodszych cyrkonów, może być kluczowy dla korelacji horyzontów piroklastycznych. Ten aspekt mojej wiedzy o możliwości badań wieku produktów wulkanizmu, a także wcześniejsze doświadczenie związane z petrologicznym rozpoznaniem bazaltów i tufów formacji sławatyckiej, stanowił mój autorski wkład w trakcie przygotowania publikacji [A5], począwszy od stadium koncepcji dyskutowanej z pozostałymi współautorami. Na potrzeby tekstu przygotowałam i zilustrowałam petrografię tufów oraz główną charakterystykę geochemiczną.

Największym wyzwaniem było podjęcie prac analitycznych w odniesieniu do szczególnie drobnej frakcji ziaren wulkanicznych. Geochronologia cyrkonów piroklastycznych jest stosowana przy określeniu wieku tufów oraz tefry, proksymalnego osadu, który zwykle składa się z popiołu wulkanicznego z domieszką grubszych frakcji piroklastycznych, często reprezentujących starsze generacje materiału wulkanogenicznego. Oprócz tzw. autokryształów (Miller et al., 2007), które krystalizują w czasie zbliżonym do czasu erupcji, rejestrując finalny impuls wylewu lawy lub ekstruzji tufu, w piroklastykach zawsze występują ziarna nieznacznie starsze czyli antekryształy, które wykryły w poprzednim impulsie magmowym i zostały włączone do kolejnego epizodu wulkanicznego. Ich obecność utrudnia określenie właściwego wieku erupcji, jednak dostarcza ogólnej wiedzy na temat intensywności wcześniejszych wydarzeń efuzywnych. W przypadku geochronologii tufów strategia badań kładzie nacisk na rozpoznanie ziaren najbardziej charakterystycznych dla szybkiej krystalizacji z faz efuzywnych, często kryształów o pokroju cienkoigielkowym, bez śladów obtoczenia. Kluczowe staje się wówczas wyodrębnienie najmłodszej grupy i wieku jej krystalizacji, co było moim celem w ramach prac nad publikacją [A5].

Badania geochronologiczne czterech próbek tufów formacji sławatyckiej w ramach projektu 5T12B 05325 (kier. J. Pacześna) zrealizowane zostały w 2010 roku oraz wstępnie opracowane przez R. Armstronga (RSES). W jednym przypadku wyniki wykazały obecność wyłącznie ziaren epiklastycznych dokumentujących wiek podłoża krystalicznego. Ograniczyło to skalę planowanej interpretacji i możliwości dyskusji na temat chronologii aktywności wulkanicznej w tej części kratonu. Sekwencja bazaltowych pokryw lawowych pod koniec neoproterozoiku jest znana z otworów wiertniczych we wschodniej Polsce jako formacja sławatycka i z odsłoneń na terenie zachodniej Ukrainy jako formacja wołyńska. Lawy na przemian z warstwami tufu, z dużą luką zalegają niezgodnie na skałach metamorficznych podłoża krystalicznego lub przedelfuzywnych osadach klastycznych serii poleskiej. Ze względu na wyjątkową lokalizację w strefie aulakogenu Orsza–Wołyń, badania geochronologiczne tego obszaru niezbędne są do zrozumienia późnoediakarskiego epizodu ryftowania i towarzyszącej mu aktywności wulkanicznej. Dotychczasowe datowania metodą U-Pb (Shumlyanskyy et al., 2016) koncentrowały się na bazaltach z odsłoneń na Wołyniu (2 próbki) oraz dolerytu i jednej próbki tufu (Compston et al., 1995). Nigdy wcześniej nie został podjęty problem korelacji warstw tufowych charakterystycznych dla formacji sławatyckiej. Dla szerszej perspektywy konieczne było zwiększenie ilości próbek i analiz wieku U-Pb o dodatkowych sześć próbek, nawet jeśli zawierały one słabo zachowane ziarna. Te uzupełniające analizy wykonałam na mikrosondzie SHRIMP IIe/MC w PIG-PIB. Do pierwszej przestrzennej korelacji wybrane zostały warstwy tufu z północnej, środkowej i południowej części basenu lubelsko-podlaskiego: z otworów Krzyże IG4 (5 warstw), Mielnik IG1 (2 warstwy), Wisznice IG1 (1 warstwa) i Kaplonosy IG 1 (2 warstwy). W piroklastykach, szczególnie facji proksymalnych, powszechnie notuje się kilka generacji wulkanicznych kryształów cyrkonu. Syn-erupcyjne cyrkony (autokryształy) tufów formacji sławatyckiej były ubogie w uran, co wpłynęło na jakość wyników. Rozpoznanie najmłodszych ziaren pozwoliło mi ustalić prawdopodobny wiek depozycji poszczególnych poziomów tufowych, który zawierał się w przedziale od $567,1 \pm 4,7$ do $553,0 \pm 15$ mln lat. Jednak okres najintensywniejszych erupcji popiołów i tefry trwał między 567–560 i 555–557 mln lat. Uzyskane wyniki pokazały dużą zgodność z niezależnie przeprowadzonymi badaniami wieku depozycji kilku warstw (dystalnych) tufitów na Białorusi (Paszkowski et al., 2019). Wyniki te były podstawą do rozważań regionalnych na temat końcowych faz rozpadu Rodinii i ewolucji basenu synryftowego [A5].

Dyskusja z jednym z recenzentów tekstu [A5] stanowiła inspirację do dalszych badań w celu oznaczenia zasadniczego czasu trwania aktywności wulkanicznej formacji sławatyckiej. Niemal ten sam zespół autorski [A6] podjął próbę określenia wieku najstarszych i naj-

młodszych warstw tufów, wykorzystując do tego najbardziej kompletny profil formacji sławatyckiej o maksymalnej miąższości serii wulkanogenicznej, najlepiej spenetrowany przez otwór wiertniczy Kaplonosy IG1. Żadna z tych kluczowych warstw nie była wcześniej datowana. Wiek najwyższego poziomu tufowego w serii wulkanogenicznej wyznacza koniec aktywności ryftowej i początek rozwoju pasywnego brzegu na zachodnim skłonie Baltiki.

Największe kontrowersje dotyczyły czasu zakończenia aktywności wulkanicznej i procesu ryftowania. Podawany był wiek około 551 mln lat (Compston et al., 1995) oraz 545 Ma (Paszkowski et al., 2019), przy czym w pierwszym przypadku była to data z przedostatniego poziomu tufowego, a w drugim przypadku wiek depozycji dystalnego tufitu z Kobrynia na Białorusi (3 najmłodsze ziarna).

Moim autorskim pomysłem było uzupełnienie badań geochronologicznych skrajnych warstw tufów o charakterystykę geochemiczną tufów i bazaltów w skali regionalnej, co umożliwiłoby prześledzenie charakteru zmian geochemicznych w trakcie ewolucji aktywności magmowej. Rozpoczęcie aktywności efuzywnej w zachodniej części basenu ryftowego nastąpiło prawdopodobnie ok. 580 ± 10 mln lat temu, podczas gdy końcowy epizod reprezentowany przez najwyższą warstwę tufu datowano na 547 ± 6 mln lat. Była to znacząca korekta wieku uzyskanego w pierwszym badaniu (Compston et al., 1995), od dawna cytowanego w kontekście końcowej fazy epizodów efuzywnych. Wiek U-Pb fazy terminalnej jest zarejestrowany przez najmłodsze kryształy cyrkonu w próbce (autokryształy), które krystalizowały bezpośrednio z magmy tuż przed erupcją. Wiek fazy inicjalnej oszacowano na podstawie najstarszych antekryształów, które zachowały się jako relikty. Faza główna (ok. 567–551 mln lat) była najbardziej rozpowszechniona i obfita. Do ewaluacji i prezentacji wyników analiz U-Pb zastosowałam kilka alternatywnych metod statystycznych, w tym wykres radialny IsoplotR do obliczenia wieku głównego w najmłodszej populacji (Vermeesch, 2018, 2021). Jest to bardziej odpowiednie narzędzie do uchwycenia i wizualizacji danych potencjalnie młodszych niż rzeczywisty wiek depozycji. Nowym podejściem dla formacji sławatyckiej, które zaproponowałam, było powiązanie wieku i charakterystyk geochemicznych z typowymi fazami aktywności wulkanicznej zidentyfikowanymi w fanerozoicznych prowincjach kontynentalnych pokryw bazaltowych (CFB; Jerram, Widdowson, 2005). Fazy te zdefiniowane są na podstawie lepiej widocznej architektury i struktury wewnętrznej facji wulkanicznych. W przypadku najpełniejszego profilu Kaplonosy IG1, model trzech faz czyli: inicjalnej, głównej i terminalnej jest dobrze identyfikowalny w odniesieniu do danych U-Pb uzyskanych z analiz cyrkonów piroklastycznych, geochemii i częstości pokryw lawowych i warstw tufowych oraz cech sedimentologicznych [A6].

W trakcie realizacji prac analitycznych do opisanej wyżej publikacji analizowane były ziarna cyrkonu z diabazu, który występuje w profilu Mielnik IG1. W tym przypadku uzyskałam jednak dość nieoczekiwany wynik. Przypadek diabazu z Mielnika był dyskutowany w ostatniej z cyklu publikacji [A7]. Ta subwulkaniczna skała o miąższości 18 m (głęb. 1745–1722 m) zalegająca bezpośrednio na paleoproterozoicznym zmetamorfizowanym podłożu krystalicznym. Powyżej diabazu w profilu występuje warstwa (6 m) piaskowców formacji poleskiej oraz główny odcinek profilu wulkanitów formacji sławatyckiej. Diabaz początkowo opisany został jako mezoproterozoiczny lub jotnicki (Juskowiakowa et al., 1967). W kolejnych latach powszechnie łączony był z wulkanizmem kontynentalnym późnego ediakaru na brzegu kratonu (Juskowiakowa, 1971; Bakun-Czubarow et al., 2002; Krzemińska, 2005; Poprawa et al., 2020). Ten związek był niemal pewny ponieważ w ukraińskiej części prowincji również występowały diabazy datowane na 567 mln lat (Shymlyansky et al., 2016), co sprzyjało dotychczasowej błędnej korelacji.

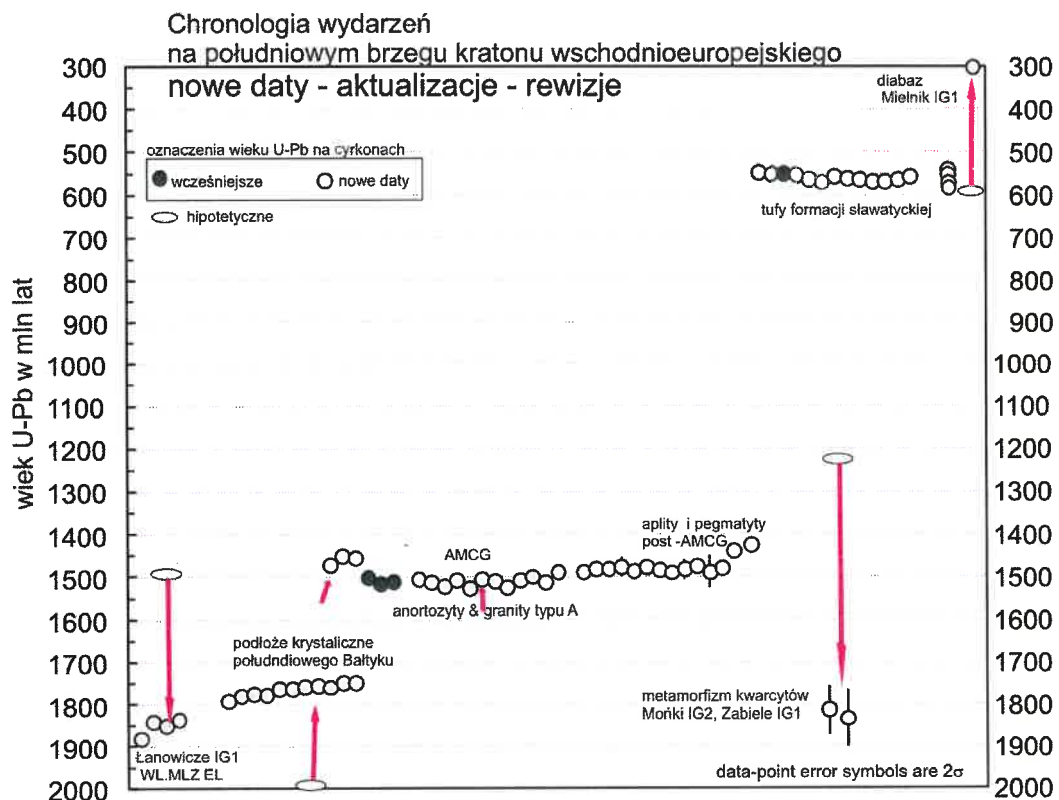
Przeprowadzone przeze mnie badania U-Pb cyrkonu z diabazu, wskazały zgodnie na późnokarboński wiek krystalizacji (tj. niemal 270 milionów lat młodszy niż oczekiwano) oraz obecność licznych ziaren odziedziczonych, w tym późnoediakarskich, typowych dla formacji sławatyckiej, oraz paleoproterozoicznych. Ksenokryształy zostały pochłonięte przez magmę prawdopodobnie tuż przed intruzją dolerytu i nie zostały zasymilowane. Zaskakujący wynik i wiek $299,6 \pm 3,6$ mln lat (na 14 ziarnach) wymagał ode mnie rozpoznania właściwego kontekstu geologicznego tej aktywności magmowej. Późnokarboński wiek dajek i rojów dajek o różnych miąższościach i przebiegu od WNW do NW jest notowany w północnej części Europy. Neumann et al. (2004) wykazali, że późnokarbońsko-permski magmatyzm ekstensyjny wyrażony w postaci rojów dajek, które pojawiają się w wąskim przedziale czasowym od ok. 300 do 280 mln lat temu, ciągnie się między północną Anglią, rowem Oslo w Norwegii, Skanią (Västergötland) w południowej Szwecji, aż po do Rugię w północnych Niemczech i wyspę Bornholm. Wiek dolerytu z Mielnika IG1 i starsza populacja roju dajek w Skanii pokrywają się z czasem inicjalnego magmatyzmu w rowie Oslo. Ten wąski przedział czasu (od 300,4 do 298,9 mln lat) jest synchroniczny również z kompleksem dolerytowym Great Whin Sill Dolerite Complex, NE Anglia o wieku $297,4 \pm 0,4$ mln lat (Hamilton, Pearson, 2011). Rozpoznanie wieku diabazu z Mielnika IG1 stanowi doskonały przykład kluczowego znaczenia badań geochronologicznych. Korelacja oparta jedynie na kryteriach geochemicznych czy petrograficznych może być zawodna. W obu przypadkach (ediakarski vs późnokarboński/permski) jest to wulkanizm środowiska kontynentalnych pokryw lawowych (CFB), charakteryzujący się podobnymi cechami geochemicznymi i zespołem mineralnym.

Za najważniejsze osiągnięcia w badaniach naukowych przedstawionych w cyklu artykułów ***Chronologia wydarzeń na południowym brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego: nowe daty – aktualizacje – rewizje***

uważam rozwiązanie problemu niepewnego wieku skał z kilku kluczowych rejonów podłoża krystalicznego NE Polski: południowego Bałtyku, suwalskiego masywu anortozytowego i jego otoczenia oraz określenie na podstawach izotopowych poprawnej pozycji chronostratygraficznej formacji skalnych występujących od Bałtyku po obszar Podlasia, a także przeprowadzenie korelacji regionalnych dających spójny obraz ewolucji skorupy w czasie około 1500 mln lat, od orosiru do późnego karbonu. Stanowi to znaczący wkład w rozwój wiedzy o geologii południowo-zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego, który obejmuje:

- (1) rewizję wieku formowania się paleo- i mezoproterozoicznych skał podłoża krystalicznego [A1, A2, A3];
- (2) korektę pozycji stratygraficznej przedmezoproterozoicznych dojrzałych skał metaosadowych [A4] i późnopaleozoicznej dajki diabazowej [A7],
- (3) wyznaczenie ram czasowych późnoedniarskiej aktywności wulkanicznej serii sławatyckiej [A5, A6].

Zakres wprowadzonych zmian chronostratygraficznych i uzupełnień geochronologicznych przedstawia diagram:



Literatura cytowana:

- Ashwal L., 2010. The temporality of anorthosite. *The Canadian Mineralogist*, **48** (4), 711–728.
- 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** (1), 33–52.
- Bakun-Czubarow N., Białowolska A., Fedoryshyn Y., 2002. Neoproterozoic flood basalts of Zabolotya and Babino Beds of the volcanogenic Volhynian Series and Polesie Series dolerites in the western margin of the East European Craton. *Acta Geologica Polonica*, **52** (4), 481–496.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C., 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, **200** (1–2), 155–170.
- Chappell B.W., White A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **83** (1–2), 1–26.
- Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F., Moczydłowska M., Vidal G., Claesson, S., 1995. Numerical ages of volcanics and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of East Poland. *Journal of Geological Society* (London) **152**, 599–611.
- Dörr W., Belka Z., Marheine D., Schastok 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** (1–4), 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** (4), 947–968.
- Hamilton M.A., Pearson G., 2011. Precise U-Pb Age for the Great Whin Dolerite Complex, N.E. England and Its Significance. W: *Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation*; Srivastava R.K., red.; Springer Science & Business Media: Berlin/Heidelberg, Germany, 2011; pp. 495–507.
- Iles K.A., Hergt J.M., Sircombe K.N., Woodhead J.D., Bodorkos S., Williams I.S., 2015. Portrait of a reference material: Zircon production in the Middledale Gabbroic Diorite, Australia, and its implications for the TEMORA standard. *Chemical Geology*, **402**, 140–152.
- Jerram D.A., Widdowson M., 2005. The anatomy of continental flood basalt provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism. *Lithos*, **79**, 385–405.
- Johansson Å., Bingen B., Huhma H., Waight T., Vestergaard R., Soesoo A., Skridlaite G., Krzeminska E., Shumlyanskyy L., Holland M.E., Holm-Denoma Ch., Teixeira W., Faleiros F.M., Ribeiro B.V., Jacobs J., Wang Ch., Thomas R.J., Macey P.H., Kirkland Ch.L., Hartnady M.I.H., Eglington 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.
- Juskowiakowa M., 1971. Basalts of eastern Poland. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **245**, 173–253 (in Polish with English summary).
- Juskowiakowa M., Juskowiak O., Ryka W. 1967. Jotnian in north-eastern Poland. Petrographical-Mineralogical and Geochemical Researches in Poland. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **197**, 23–68 (in Polish with English Abstract).
- Krzemińska E., 2005. The outline of geochemical features of the late Neoproterozoic volcanic activity in the Lublin–Podlasie Basin, eastern Poland. *Mineralogical Society of Poland, Special Papers* **26**, 47–51.

- Krzemińska E., Krzemiński L., Wiszniewska J., Williams I.S., Petecki Z., 2014. A novel image of hidden crystalline basement in NE Poland at the junction of Fennoscandia and Sarmatia. W: Johnson M., red., *31st Nordic Geological Winter Meeting. Lund, Sweden, Abstracts*, p. 115.
- Krzemińska E., Krzemiński L., Petecki Z., Wiszniewska J., Salwa S., Żaba J., Gaidzik K., Williams I.S., Rosowiecka O., Taran L., Johansson Å., Pécskay Z., Demaiffe D., Grabowski J., Zieliński G., 2017. Geological Map of Crystalline Basement in the Polish Part of the East European Platform 1:1000000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Kubicki S., Ryka W., Wołkowicz K., 1996. Wnioski. W: *Profilę głębokich otworów wiertniczych PIG: Mońki IG 1, Mońki IG 2* (W. Ryka, red.), **84**: 66–68.
- Miller J.S., Matzel J.E.P., Miller C.F., Burgess S.D., Miller R.B., 2007. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **167** (1–4), 282–299.
- Morgan J.W., Stein H.J., Hannah J.L., Markey R.J., Wiszniewska J., 2000. Re-Os study of Fe-Ti-V Oxide and Fe-Cu-Ni Sulfide Deposits, Suwałki Anorthosite Massif. Northeast Poland. *Mineralium Deposita*, **35** (5), 391–401.
- Neumann E.-R., Wilson M., Heeremans M., Spencer E.A., Obst K., Timmerman M.J., Kirstein L., 2004. Carboniferous-Permian rifting and magmatism in southern Scandinavia, the North Sea and northern Germany: A review. W: *Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe*; Wilson, M., Neumann, E.-R., Davies, G.R., Timmerman, M.J., Heeremans, M., Larsen, B.T., red. *Geological Society, Special Publications*: London, UK, **223**, pp. 11–40
- Paszkowski M., Budzyń B., Mazur S., Slama J., Shumlyanskyy L., Srodoń J., Dhuime 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. DOI:10.1016/j.precamres.2019.105352.
- Pokorski J., 2010. Geological section through the lower Paleozoic strata of the Polish part of the Baltic region. *Geological Quarterly*, **54**, 123–130.
- Poprawa P., Krzemińska E., Paczeńska, J., Armstrong R., 2020. Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the East European Craton – relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia. *Precambrian Research*, **346**, 105817. DOI: 10.1016/j.precamres.2020.105817
- Ryka W., Dadlez R., 1995. Podłoże krystaliczne. Tablica IV. W: Mojski J.E., red. Atlas geologiczny południowego Bałtyku 1:500000. Państwowy Instytut Geologiczny, Sopot–Warszawa.
- Ryka W., 1998. Geologic position of the Suwałki Anorthosite Massif. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **161**: 19–26.
- 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*. DOI: 10.1007/s00531-021-02005-z
- 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.
- Shumlyanskyy L., Nosova A., Billström K., Soderlund U., Andreasson P.-G., Kuzmenkova O., 2016. The U-Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant. *GFF* (Geol. Foeren. Stockholm Foerh), **138** (1), 17–30.
- Stein H.J., Morgan R.J., Markey R., Wiszniewska J., 1998. A Re-Os study of the Suwałki Anorthosite Massif. Abstract. In. *GAC-MAC Annual Meeting in Toronto, Canada*.

- Sundblad K., Salin E., Claesson S., Gyllencreutz R., Bilström K. 2022. The Precambrian of Gotland, a key for understanding the Proterozoic evolution in southern Fennoscandia. September 2021. *Precambrian Research*, **363** (4): 106321 DOI: 10.1016/j.precamres.2021.106321
- Vermeesch P., 2018. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, **9**, 1479–1493.
- Vermeesch P., 2021. Maximum depositional age estimation revisited. *Geoscience Frontiers*, **12** (2), 843–850.
- Williams I.S., 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks, W.C., Ridley, W.I. (Eds.), *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology*, **7**, 1–35.
- 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*, **17**, 234–254.

5. Informacje o wykazywaniu się istotną aktywnością naukową albo artystyczną realizowaną w więcej niż jednej uczelni, instytucji naukowej, w szczególności zagranicznej

5.1. 2015 - 2017 współpraca naukowa z Katedrą Bioarcheologii Wydziału Archeologii Uniwersytetu Warszawskiego (dr hab. Arkadiusz Sołtysiak) wykraczająca poza ramy projektu NCN Harmonia 5 2013/10/M/HS3/00554 *Rola środowiska w procesie urbanizacji w Syrii w późnym chalkolicie: analiza masowych pochówków z Tell Madžnuna*.

Celem współpracy były pomiary stosunków izotopów tlenu w warstewkach szkliwa zębów ssaków o precyzyjnie określonej chronologii, co pozwoliło zrekonstruować zmiany klimatu w skali miesięcy oraz uchwycić sezonowość diety i lokalizacji. Efektem tej współpracy było opracowanie i wdrożenie metodyki badań izotopowych szkliwa (bioapatytu), w tym wykonywanie podwójnych profili (strona językowa i strona policzkowa) zgodnie z chronologią stref przyrostowych. Metodyka opisana i zastosowana w kilku publikacjach w tym:

Krzemińska, E., Sołtysiak, A., Czupyt, Z. J. 2017. Reconstructing seasonality using $\delta^{18}\text{O}$ in incremental layers of human enamel: A test of the analytical protocol developed for SHRIMP IIe/MC ion microprobe. *Geological Quarterly*, **61**(2), 370–383. doi: 10.7306/gq.1354

[9 cytowań, w tym w *Science Advances*: Smith T.M., et al. 2018. Wintertime stress, nursing, and lead exposure in Neanderthal children.]

5.2. 2008 - 2015 współpraca naukowa z australijskim instytutem badawczym nauk o Ziemi: Research School of Earth Sciences (RSES), Australian National University w Canberze w ramach grantu 1157/B/P01/2008/35, którego byłam kierownikiem; ujęta w raporcie (<http://rses.anu.edu.au/highlights/view.php?article=89&print=1>.)

Współpraca naukowa w ramach projektu *Opracowanie modelu budowy geologicznej podłoża pokrywy osadowej polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej*, w trakcie którego w RSES realizowałam główne zadanie geochronologiczne obejmujące całą serię analiz izotopowych U-Pb; efektem tej współpracy jest monografia oraz pierwszy artykuł cyklu [A1]:

Krzemińska E., Krzemiński L., Petecki Z., Wiszniewska J., Salwa S., Żaba J., Gaidzik K., Williams I.S. (RSES, ANU), Rosowiecka O., Taran L., Johansson Å., Pécskay Z., Demaiffe D., Grabowski J., Zieliński G., 2017. Mapa geologiczna podłoża krystalicznego Polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej 1:1 000 000 [Eng. Sum.]. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Williams I.A., Krzemińska E., Wiszniewska J., 2009. An extension of the Svecofennian orogenic province into NE Poland: evidence from geochemistry and detrital zircon from Palaeoproterozoic paragneisses. *Precambrian Research*, **172**: 234–254 [20 cytowań]

Oddzielny rozdział współpracy nastąpił po podpisaniu kontraktu na dostawę mikrosondy jonowej SHRIMP, w którym za część związaną z wdrożeniem metodyki i aplikacji analiz izotopowych w PIG-PIB odpowiadał RSES ANU (oficjalna umowa o współpracy naukowej) i Geoscience Australia.

5.3. 2010 - 2016 współpraca naukowa z laboratoriami o analogicznym profilu badań izotopowych:

IBERSIMS, Centro de Instrumentación Científica, University of Granada,

2012 - pobyt szkoleniowy – mikrosonda Jonowa SHRIMP (IBESIMS),

2016 - współorganizowanie (University of Granada and the Polish Geological Institute NRI) konferencji VIII SHRIMP Workshop

<https://fciencias.ugr.es/en/34-noticias/2398-viii-shrimp-international-workshop>

2013 - 2018 Chinese Academy of Geological Sciences Beijing, oraz aktualnie SHRIMP Centre

2016 -SHRIMP-NIPR National Institute of Polar Research Tachikawa, Tokyo,

2012 i 2020 - Laboratorium geochronologiczne Geoscience Australia, Canberra.

5.4. 1996 – 2014 współpraca z ośrodkami naukowymi z krajów basenu Morza Bałtyckiego, w ramach międzynarodowego projektu badawczego EUROBRIDGE.

Projekt miał na celu weryfikację hipotez dotyczących formowania się kratonu wschodnioeuropejskiego, ze szczególnym uwzględnieniem strefy połączenia między Fennoskandią i Sarmacją. Udział w spotkaniach roboczych mających na celu korelację geologiczną obszaru pogranicza polsko–litewskiego (Uniwersytet w Wilnie: prof. Gedyminas Motuza, dr Grazina Skridlaite) i białoruskiego (dr Ludmiła Taran).

6. Informacja o osiągnięciach dydaktycznych, organizacyjnych oraz popularyzujących naukę lub sztukę.

6.1 Osiągnięcia dydaktyczne

Od roku 2014 (uruchomienie pracowni mikrosondy jonowej w PIG-PIB) zajmuję się upowszechnianiem wiedzy teoretycznej i praktycznej w ramach warsztatów i pojedynczych zamawianych prezentacji dotyczących metodyki i wariantów pomiarów stosunków izotopowych i ich zastosowania. Do tej pory słuchaczami byli studenci:

Uniwersytetu Warszawskiego, Wydziałów Geologii, Archeologii, Geofizyki,

Akademii Górniczo Hutniczej,

Uniwersytetu Jagiellońskiego,

Uniwersytetu Śląskiego.

Corocznie, w ramach przedmiotów „Geochronologia” oraz „Zaawansowane metody badań minerałów i skał”, w semestrze letnim prowadzę wykład dla studentów II roku studiów magisterskich Wydziału Geologii UW, połączony z zajęciami w laboratorium. Jest to zwykle wprowadzenie w podstawy teoretyczne oraz przykłady praktycznego zastosowania mikrosondy jonowej SHRIMP IIe/MC.

Zajmuję się opieką naukową i zajęciami w ramach praktyk studenckich, w wymiarze od 1-2 miesięcy do jednego roku, za każdym razem na podstawie indywidualnie przygotowanego planu naukowego.

Do tej pory byli to studenci studiów drugiego stopnia:

Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego [w 2015, 2016, 2019, 2020, 2021];

Wydziału Archeologii Uniwersytetu Warszawskiego [w 2015 z Katedry Archeologii Egiptu i Nubii, w 2016 z Université de Montréal, Quebec, Canada /z Katedry Bioarcheologii/].

Studenci trzeciego stopnia studiów - studiów doktoranckich:

Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk [2015, 2015/ 2016]

Zakład Petrologii, Instytut Geochemii Mineralogii i Petrologii, Uniwersytet Warszawski: [2019, 2020].

Byłam opiekunem/ współpromotorem prac magisterskich:

Nr albumu 309597 „*Geneza charnockitów z wiercenia Łanowicze PIG-1 w świetle badań cyrkonów i innych minerałów akcesorycznych*”- praca wykonana w 2015 r.

Nr albumu 324097 „*Geneza i wiek granitoidów bialskich okolic Bielic, na podstawie badań izotopowych cyrkonów*” — praca wykonana w 2016 r.

W latach 2006-2010 prowadziłam kilkutygodniowe cykle zajęć z zakresu podstaw petrografii i petrologii skał magmowych dla pracowników służby geologicznej Angoli.

6.2. Osiągnięcia organizacyjne

W roku 2010, w ramach konkursu Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego i Programu wspierania infrastruktury badawczej w ramach Funduszu Nauki i Technologii Polskiej (FNPiTP), na polecenie Dyrekcji PIG-PIB przygotowałam wniosek (FNPiTP 562/2010) na sfinansowanie inwestycji o nazwie „*Laboratorium Zaawansowanej Mikroanalizy Izotopowej w PIG- PIB z wysokorozdzielczą mikrosondą jonową typu SHRIMP IIe/MC w wersji multikolektora*”.

Wniosek (FNPiTP 562/2010) uzyskał ocenę 91,67 pkt na 100 pkt możliwych i zajmując pozycję nr 2 w rankingu FNPiTP „nauki przyrodnicze”, został wybrany do finansowania. Zakres rzeczowy zadania inwestycyjnego zgodnie z treścią wniosku FNPiTP 562/2010 oraz umową nr 661/FNPiTP/616/2011 zawartą dnia 09.09.2011 roku pomiędzy Ministerstwem Nauki i Szkolnictwa Wyższego a PIG-PIB, obejmował stworzenia od podstaw laboratorium mikrosondy jonowej wraz z całym zapleczem pomocniczym oraz pracownią separacji minerałów i przygotowania próbek.

W latach 2011-2014 w PIG- PIB byłam koordynatorem i kierownikiem zespołu, którego zadaniem było wykonywanie wszystkich czynności związanych z zakupem, instalacją oraz wdrożeniem do pracy mikrosondy jonowej.

.....



(podpis wnioskodawcy)

