



Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy

państwowa służba geologiczna
państwowa służba hydrogeologiczna



Załącznik 3a

Autoreferat

dr Aleksandra Kozłowska

Zakład Geologii Regionalnej

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Warszawa, kwiecień 2021 r.

Spis treści

1. Imię i nazwisko.....	4
2. Posiadane dyplomy, stopnie naukowe lub artystyczne – z podaniem podmiotu nadającego stopień, roku ich uzyskania oraz tytułu rozprawy doktorskiej	4
3. Informacja o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych lub artystycznych.....	4
4. Omówienie osiągnięć, o których mowa w art. 219 ust. 1 pkt. 2 ustawy z dnia 20 lipca 2018 r. Prawo o szkolnictwie wyższym i nauce (Dz. U. z 2020 r. poz. 85 z późn. zm.).....	5
4.1. Cykl powiązanych tematycznie artykułów naukowych, zgodnie z art. 219 ust. 1. pkt 2b Ustawy. Tytuł osiągnięcia naukowego.....	5
4.2. Publikacje wchodzących w skład osiągnięcia naukowego.....	5
4.3. Projekty bezpośrednio związane z osiągnięciem naukowym.....	7
4.4. Omówienie osiągnięcia.....	7
4.4.1. Wstęp.....	7
4.4.2. Metody badań.....	8
4.4.3. Wyniki badań.....	10
4.4.3.1. Skały syderytowe.....	10
4.4.3.2. Minerale węglanowe	14
4.4.3.3. Minerale ilaste.....	17
4.4.4. Interpretacja i dyskusja wyników.....	18
4.4.5. Wnioski.....	24
4.4.6. Cytowana literatura.....	25
5. Informacja o wykazywaniu się istotną aktywnością naukową albo artystyczną realizowaną w więcej niż jednej uczelni, instytucji naukowej lub instytucji kultury, w szczególności zagranicznej.....	29
5.1. Instytucje zagraniczne.....	29
5.1.1. Earth Science Institute, University of Jena, Germany.....	29
5.1.2. The Federal Institute for Geoscience and Natural Resources (BRG) in Berlin, Germany.....	29
5.1.3. Instituto Geológico de Angola (IGEO).....	29
5.1.4. Instytut Geologii i Geochemii Paliw Kopalnych Narodowej Akademii Nauk Ukrainy we Lwowie.....	30
5.2. Instytucje krajowe.....	30

5.2.1. Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy w Krakowie....	30
5.2.2. Instytut Nauk Geologicznych Państwowej Akademii Nauk, Ośrodek Badawczy w Krakowie.....	31
5.2.3. Uniwersytet im. Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie.....	31
5.2.4. Uniwersytet Jagielloński, Wydział Geologii.....	31
5.2.5. Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk Przyrodniczych, Instytut Nauk o Ziemi, Sosnowiec.....	31
5.2.6. Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo S.A.....	32
5.2.7. Petrobaltic.....	32
5.2.8. PGE Górnictwo i Energetyka Konwencjonalna S.A.....	32
5.2.9. Gora Energy Sp. Z o.o.....	32
6. Informacja o osiągnięciach dydaktycznych, organizacyjnych oraz popularyzujących naukę lub sztukę.....	32
6.1. Osiągnięcia dydaktyczne.....	32
6.2. Osiągnięcia organizacyjne.....	33
6.3. Osiągnięcia popularyzujące naukę.....	34
7. Oprócz kwestii wymienionych w pkt. 1-6, wnioskodawca może podać inne informacje, ważne z jego punktu widzenia, dotyczące jego kariery zawodowej.....	35
7.1. Omówienie osiągnięć naukowo-badawczych nie będących podstawą ubiegania się o stopień doktora habilitowanego.....	35
Przed uzyskaniem stopnia doktora.....	36
Po uzyskaniu stopnia doktora.....	38
7.1.1. Badania osadów karbonu	38
7.1.2. Badania osadów miocenu.....	39
7.1.3. Badania osadów jury dolnej.....	39
7.1.4. Badania osadów permu.....	40
7.1.5. Badania osadów ordowiku i syluru.....	40
7.1.6. Badania osadów ediakaru.....	41
7.1.7. Badania osadów różnego wieku.....	41
7.1.8. Inne badania.....	41
7.1.9. Projekty komercyjne.....	42
7.2. Podsumowanie dorobku naukowo-badawczego (łącznie z pozycjami ujętymi w pkt. 4).....	43

1. Imię i nazwisko.

Aleksandra Kozłowska

2. Posiadane dyplomy, stopnie naukowe lub artystyczne – z podaniem podmiotu nadającego stopień, roku ich uzyskania oraz tytułu rozprawy doktorskiej.

2002 – stopień doktora nauk o Ziemi w zakresie geologii – Państwowy Instytut Geologiczny-
Państwowy Instytut Badawczy

Tytuł pracy doktorskiej: *Diogeneza piaskowców górnego karbonu w północno-zachodniej części rowu lubelskiego*; promotor prof. dr hab. Anna Maliszewska; recenzenci: prof. dr hab. Anna Langer-Kuźniar i dr hab. Andrzej Barczuk.

1986 – dyplom magistra geologii (specjalność stratygraficzno-poszukiwawcza) - Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski

Tytuł pracy magisterskiej: *Mineralizacja kruszczowa w rejonie Udrynia na masywie Suwalskim (na podstawie wierceń)*; promotor doc. dr Eugenia Zimnoch.

3. Informacja o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych lub artystycznych.

2002 – obecnie adiunkt w Państwowym Instytucie Geologicznym - Państwowym Instytucie Badawczym

1991 – 2002 asystent w Państwowym Instytucie Geologicznym - Państwowym Instytucie Badawczym

1990 – 1991 starszy asystent w Państwowym Instytucie Geologicznym - Państwowym Instytucie Badawczym

1987 – 1990 asystent w Państwowym Instytucie Geologicznym - Państwowym Instytucie Badawczym

1986 – 1987 petrograf w Państwowym Instytucie Geologicznym - Państwowym Instytucie Badawczym

1986 – stażysta w Państwowym Instytucie Geologicznym - Państwowym Instytucie Badawczym

4. Omówienie osiągnięć, o których mowa w art. 219 ust. 1 pkt. 2 ustawy z dnia 20 lipca 2018 r. Prawo o szkolnictwie wyższym i nauce (Dz. U. z 2020 r. poz. 85 z późn. zm.)

4.1. Cykl powiązanych tematycznie artykułów naukowych, zgodnie z art. 219 ust. 1. pkt 2b Ustawy. Tytuł osiągnięcia naukowego:

Diageneza skał syderytowych jury środkowej w Polsce

4.2. Publikacje wchodzące w skład osiągnięcia naukowego

Elektroniczne wersje publikacji wchodzących w skład osiągnięcia naukowego znajdują się **załączniku 5**, natomiast oświadczenia współautorów o indywidualnym wkładzie w powstanie publikacji przedstawiono w **załączniku 6**.

[A1] **Kozłowska A.**, Maliszewska A., 2015. Berthierine in the Middle Jurassic sideritic rocks from southern Poland. Geological Quarterly, 59, 3: 551-564.

Indeksowane w Journal Citation Report

Lista A MNiSW; Punktacja na rok wydania: 20 pkt.; Punktacja 2019: 70 pkt.

IF na rok wydania 0.858; 5-letni IF 0.918

Mój udział w przygotowaniu publikacji polegał na: 1) kierowaniu projektami naukowymi obejmującymi badania opisane w tej pracy, 2) zgromadzenie materiału badawczego, 3) opracowaniu koncepcji i metodyki badań, 4) studiach literaturowych, 5) wykonaniu badań petrograficznych i w katodoluminescencji, 6) wytypowaniu i przygotowaniu próbek do badań w skaningowym mikroskopie elektronowym przy użyciu mikrosondy energetycznej oraz przeliczeniu wyników analiz ilościowych węglanów na skład cząsteczkowy, 7) wytypowaniu i przygotowaniu próbek do badań rentgenowskich i analizie uzyskanych wyników, 8) zestawieniu uzyskanych wyników badań w tabelach 1-6, 9) wykonaniu mikrofotografii i przedstawieniu ich na fig. 5, 10) przygotowaniu tekstu manuskryptu, 11) udziale w przygotowaniu odpowiedzi na recenzje, 12) stworzeniu finalnej wersji manuskryptu artykułu.

[A2] Jarmołowicz-Szulc K., **Kozłowska A.**, 2016. Temperature and isotopic relations in carbonate minerals in the Middle Jurassic sideritic rocks of central and southern Poland. Geological Quarterly, 60, 4: 881-892.

Indeksowane w Journal Citation Report

Lista A MNiSW; Punktacja na rok wydania: 20 pkt.; Punktacja 2019: 70 pkt.

IF na rok wydania 0.833; 5-letni IF 0.950

Mój udział w przygotowaniu publikacji polegał na: 1) kierowaniu projektami naukowymi obejmującymi większość badań opisanych w tej pracy, 2) zgromadzeniu materiału badawczego, 3) współudziale w opracowaniu koncepcji i metodyki badań, 4) studiach literaturowych, 5) wykonaniu badań petrograficznych i w katodoluminescencji, 6) wytypowaniu i przygotowaniu prób do badań w skaningowym mikroskopie elektronowym przy użyciu mikrosondy energetycznej oraz przeliczenie wyników analiz ilościowych węglanów na skład cząsteczkowy, 7) wykonaniu większości pomiarów temperatury homogenizacji w inkluzjach dwufazowych w Mg-syderycie w otworach wiertniczych Gutwin i Wąglany k/Opoczna, 8) wytypowaniu i przygotowaniu prób do badań izotopowych oraz analizie oznaczeń $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ w minerałach węglanowych, 9) zestawieniu uzyskanych wyników badań w tabelach 1, 2 i Appendixie 1, 10) wykonaniu mikrofotografii w mikroskopie polaryzacyjnym i przedstawieniu ich na figurach 3 i 4, 11) wykonaniu figur 4 i 5, które zawierają wyniki badań izotopowych, 12) przygotowaniu tekstu manuskryptu (oprócz rozdziałów dotyczących badań inkluzji fluidalnych), 13) współudziale w przygotowaniu odpowiedzi na recenzje, 14) współudziale w stworzeniu finalnej wersji manuskryptu artykułu.

[A3] Maliszewska A., **Kozłowska A.**, Kuberska M., 2018. Skały syderytowe jury środkowej Kujaw - studium petrologiczne. *Przegląd Geologiczny*, 66,4: 240-251.

Lista B MNiSW; Punktacja na rok wydania: 12 pkt.; Punktacja 2019: 40 pkt.

Mój udział w przygotowaniu publikacji polegał na: 1) zgromadzeniu części materiału badawczego, 2) współudziale w opracowaniu koncepcji i metodyki badań, 3) studiach literaturowych, 4) współudziale w wykonaniu badań petrograficznych, 5) współudziale w wytypowaniu i przygotowaniu prób do badań w skaningowym mikroskopie elektronowym przy użyciu mikrosondy energetycznej oraz przeliczenie wyników analiz ilościowych węglanów na skład cząsteczkowy, 6) wykonaniu badań inkluzji fluidalnych, 7) przedstawieniu składu chemicznego minerałów węglanowych na diagramach trójkątnych – figury 9 i 10, 8) zestawieniu wyników oznaczeń izotopowych w tabeli 1, 9) zestawieniu wyników badań inkluzji fluidalnych w tabeli 2, 10) interpretacji wyników badań izotopowych i inkluzji fluidalnych, 11) współudziale w przygotowaniu tekstu manuskryptu, 12) współudziale w przygotowaniu odpowiedzi na recenzje, 13) stworzeniu finalnej wersji manuskryptu artykułu.

[A4] **Kozłowska A.**, 2019 – Instrumental methods applied in the investigations of carbonate minerals in the Middle Jurassic sideritic rocks with respect to diagenetic processes. *Biuletyn PIG*, 474: 31-42.

Lista B MNiSW; Punktacja 2019: 20 pkt.

Mój udział w przygotowaniu publikacji polegał na: 1) kierowaniu projektami naukowym obejmującym większość badań opisanych w tej pracy, 2) zgromadzeniu materiału badawczego, 3) opracowaniu koncepcji i metodyki badań, 4) studiach literaturowych, 5) wykonaniu badań

petrograficznych i w katodoluminescencji, 6) wytypowaniu i przygotowaniu prób do badań w skaningowym mikroskopie elektronowym przy użyciu mikrosondy energetycznej oraz przeliczenie wyników analiz ilościowych węglanów na skład cząsteczkowy, 6) wytypowaniu i przygotowaniu prób do badań izotopowych oraz analizie oznaczeń $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ w minerałach węglanowych, 7) wykonaniu mikrofotografii w mikroskopie polaryzacyjnym i katodoluminescencji; przedstawieniu ich na figurach 2 i 3, 8) przygotowaniu tekstu manuskryptu, 9) stworzeniu finalnej wersji manuskryptu artykułu.

4.3. Projekty bezpośrednio związane z osiągnięciem naukowym

Prace wykonane w ramach dwóch grantów finansowanych przez MNiSW i NCN oraz dwóch projektów statutowych, naukowo-badawczych finansowanych przez MNiSW, realizowane w Państwowym Instytucie Geologicznym – PIB, umożliwiły wykonanie badań naukowych opublikowanych w pracach [A1] – [A4].

W okresie 2004–2007 byłam jednym z trzech głównych wykonawców w grantie [N2] pt.: *Petrologia jurajskich skał sydereitowych na Niziu Polskim* oraz w projekcie statutowym [S8] pt.: *Syderyty jurajskie Kujaw i Wielkopolski: studium petrologiczne*. Kierownikiem obu projektów była prof. dr hab. A. Maliszewska. Uzyskane wyniki badań prezentowane były na konferencjach krajowych [K12; K25] i międzynarodowych [L6; L9; L10] oraz w publikacjach [A3; A4].

Kontynuacją badań skał sydereitowych były kolejne projekty, w latach 2006 – 2013, których byłam kierownikiem. Były to: projekt statutowy [S12] pt.: *Skały sydereitowe jury środkowej w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich a warunki ich sedymentacji i diagenety* oraz grant [N4] pt.: *Diagenety sydereitowych rud żelaza jury środkowej z północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i obszaru częstochowsko-wieluńskiego*. Wyniki badań tych projektów były przedstawiane na konferencjach krajowych [K14; K20] i międzynarodowych [L15, L24, L26, L28] oraz w publikacjach [A1; A2; A4].

4.4. Omówienie osiągnięcia

4.4.1. Wstęp

Badania sydereitowych rud żelaza jury środkowej na terenie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich rozpoczął Kuźniar (1924, 1925). Najobszerniejsza jego publikacja obejmuje wyniki badań złoża sydereitowych rud żelaza w Parczewie (Kuźniar, 1928). W tym samym roku pojawiła się obszerna praca Jaskólskiego (1928) opisująca wyniki badań doggerskich ilów rudonośnych obszaru częstochowskiego. Badania te kontynuował Jaskólski po II wojnie

światowej wspólnie z Sawicką-Ekiert (Jaskólski, Sawicka-Ekiert, 1955). W 1966 roku Ekiert wykonała opracowanie petrograficzne doggerskich rud żelaza z ośmiu otworów wiertniczych z okolic: Wielunia, Olsztyna i Zawiercia. Za najbardziej interesujące i ważne z zakresu petrografii rud żelaza w Polsce należy uznać opracowanie łączyskich utworów rudonośnych górnego wezulu (obecnie batonu dolnego) na Kujawach, opublikowane przez Turnau-Morawską (1961). Charakterystykę petrograficzną rud żelaza jury środkowej z rejonu Kamienia Pomorskiego przedstawiła w latach 1963 i 1964 Dadlez. Ze względu na ograniczone wówczas metody instrumentalne badania petrograficzne sprowadzały się głównie do określenia składu mineralnego i oznaczenia zawartości żelaza w skałach.

Wraz z pojawieniem się nowych możliwości analitycznych, pozwalających lepiej scharakteryzować skład mineralny i określić genezę mineralizacji osadów, powrócono do badań skał syderytowych w Państwowym Instytucie Geologicznym–PIB. Prace rozpoczęły się w 2004 r. i prowadzone były w ramach czterech projektów badawczych [N2], [S8], [S12] i [N4]. W efekcie zbadano skały syderytowe Nizy Polskiego [K12; K25], [L6; L9; L10], [A3; A4], a następnie z północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i rejonu Częstochowy [K14; K20], [L15; L24; L26; L28], [A1, A2, A4].

Celem badań było szczegółowe rozpoznanie składu mineralnego skał syderytowych jury środkowej oraz określenie warunków tworzenia się syderytów na tle historii diagenety osadów jury środkowej. Przedstawiono także przydatność stosowanych obecnie metod instrumentalnych w interpretacji genezy skał syderytowych.

4.4.2. Metody badań

Badaniom skał syderytowych poddano 64 próbki z 35 otworów na Nizie Polskim (Kujawy, Wielkopolska, Pomorze Zachodnie), 156 próbek z 11 otworów wiertniczych w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i 116 próbek z 6 otworów w rejonie Częstochowy (Fig. 1).



Fig. 1. (Fig. 1 w pracy [A4]) Lokalizacja badanych otworów wiertniczych; szary obszar – zasięg jury środkowej w Polsce wg Lotta i in. (2010).

Analizę mikroskopową płytek cienkich, odkrytych o wypolerowanej powierzchni przeprowadzono na mikroskopie polaryzacyjnym typu Optiphot 2 firmy Nikon. Zawartość procentową (% obj.) składu mineralnego analizowanych skał syderytowych uzyskano z analizy planimetrycznej metodą punktową, licząc do 300 ziarn, przy użyciu stolika integracyjnego brytyjskiej firmy Prior lub określono w procentach szacunkowych.

Wszystkie analizowane płytki cienkie barwiono roztworem Evamy'ego, co miało na celu określenie rodzaju cementów węglanowych.

Analizę katodoluminescencyjną (CL) wykonano na angielskiej aparaturze, tzw. zimnej katodzie, modele CCL 8200 mk3 i CITL MK5 (wyposażona w EDX), obie firmy Cambridge Image Technology Ltd, które są zamontowane na mikroskopie polaryzacyjnym firmy Nikon, w PIG-PIB. Metoda katodoluminescencyjna jest przydatna w rozróżnianiu cementów

węglanowych, ponieważ niektóre rodzaje węglanów charakteryzują się odmienną luminescencją.

Badania w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) wykonano przy użyciu dwóch mikroskopów: typu JSM-35 firmy JEOL i typu LEO 1430, z którymi współpracują mikrosondy energetyczne EDS ISIS firmy Oxford Instruments. Zbadano preparaty w postaci szlifów odkrytych, polerowanych, napyłonych węglem. Wykonano analizy składu chemicznego głównie minerałów węglanowych. Przy badaniu mikroobszarów do ilościowej analizy rentgenowskiej stosowano program SEM Quant. Wszystkie wyniki analiz ilościowych węglanów zostały przeliczone na skład cząsteczkowy.

Badania inkluzji fluidalnych przeprowadzono na mikroskopie, w specjalnych dwustronnie polerowanych płytkach, głównie z użyciem aparatury zamrażająco - grzewczej firmy Linkam zamontowanego na mikroskopie polaryzacyjnym Leitz Orthoplane i zestawu fluorescencyjnego Nikon (nadfiolet i światło niebieskie). Grzanie i zamrażanie próbek na stoliku zamrażająco - grzewczym przeprowadzano w zakresie temperatur na ogół od pokojowej (19-29°C) do + 100°C i do -70°C. Dokładność pomiarów względem powszechnie stosowanych standardów SynFline wynosi - w zakresie dodatnim 1°C, a w zakresie ujemnym 0,1°C. Do obliczania wartości izochor, zasolenia i innych parametrów posłużono się zarówno złożonym pakietem FLUIDS (Bakker, Brown, 2003), jak i programem FLINCOR (Brown, 1989), obejmującym mniej skomplikowane układy chemiczne.

Badania rentgenowskie wykonano na dyfraktometrze rentgenowskim X'Pert PW 3020, firmy Philips. Zbadano skład mineralny frakcji ilastej na preparatach orientowanych w stanie powietrzno-suchym, po glikolowaniu i po prażeniu do temperatury 550°C w czasie jednej godziny.

Badania izotopowe tlenu i węgla w minerałach węglanowych prowadzono na CO₂ uzyskanym z próbek węglanów według standardowych procedur reakcji kwasem fosforanowym (McCrea, 1950; Al-Aasm i in., 1990). Pomiary wykonano na zmodyfikowanym spektrometrze MI1305 (Hałas, 1979; Hałas, Skorzyński, 1980; Durakiewicz, Hałas, 1994; Durakiewicz, 1996). Dokładność pomiarów wynosi $\pm 0,1\%$.

Z metod badawczych stosowanych w analizie skał syderytowych wykonałam, wspólnie z prof. dr hab. A. Maliszewską i dr M. Kuberską, badania w mikroskopie polaryzacyjnym i katodoluminescencję. Brałam udział w badaniach inkluzji fluidalnych, które prowadziła dr hab. K. Jarmołowicz-Szulc. Badania w skaningowym mikroskopie elektronowym wykonał L. Giro (PIG-PIB), analizę rentgenowską - W. Narkiewicz (PIG-PIB),

a badania izotopowe - prof. S. Hałas z zespołem (Pracownia Spektrometrii Mas Instytutu Fizyki na Uniwersytecie im. Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie).

4.4.3. Wyniki badań

4.4.3.1. Skały syderytowe

Skały syderytowe jury środkowej są reprezentowane przez: syderyty ilaste (obejmują również odmiany mułkowe i piaszczyste), piaskowce syderytowe i muszłowce syderytowe, które są najczęściej spotykane (Fig. 2, 3). Rzadziej występują zlepienie syderytowe oraz iłowce i mułowce syderytowe. Nagromadzenia skał syderytowych obserwuje się w postaci warstw i konkrecji. Na obszarze Niżu Polskiego syderyty tworzyły się głównie w osadach bajosu dolnego i górnego oraz batonu dolnego. Wyróżniono głównie syderyty ilaste i muszłowce syderytowe (rejon Łęczycy), rzadziej piaskowce syderytowe (Maliszewska i in., 2007a [N2], b [K12]; [A3]). W północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich syderyty występują w osadach aalenu dolnego, bajosu dolnego i górnego oraz batonu dolnego i środkowego. Dominującymi typami skał są tu syderyty ilaste i piaskowce syderytowe. Ponadto występują: muszłowce, zlepienie i mułowce syderytowe (Kozłowska i in., 2008 [S12]; 2013 [N4]). W rejonie Częstochowy syderyty są wieku bajos górny oraz baton, głównie dolny i środkowy. Na obszarze tym syderyty ilaste przeważają nad piaskowcami syderytowymi, a muszłowce i mułowce syderytowe obserwowano lokalnie (Kozłowska i in., 2013 [N4]).

Skały syderytowe są zbudowane z węglanu żelaza, głównie Mg-syderytu i rzadziej syderytu. Mg-syderyt jest reprezentowany przez syderoplesyt, minerał szeregu izomorficznego syderyt-magnezyt, zawierający: 70-95% FeCO_3 i 5-30% MgCO_3 (Bolewski, 1982). Dość często pojawia się pistomesyt, zawierający: 50-70% FeCO_3 i 30-50% MgCO_3 (Bolewski, 1982). Minerał o składzie syderytu ($\text{FeCO}_3 > 95\%$, Bolewski, 1982) występuje rzadko (Maliszewska i in., 2006 [L9]; Maliszewska i in., 2007a [N2], b [K12]; Kozłowska i in., 2008 [S12]; 2013 [N4]; [A1]; [A2]; [A3]).

Syderyty ilaste są to skały ciemnobrunatne, zwarte. Zbudowane są głównie z syderoplesytu (Fig. 2A), o kryształach wielkości mikrytu i mikrosparu, sporadycznie spar, którego zawartość wynosi od 50 do 98% obj. skały. Towarzyszą mu minerały ilaste (kaolinit, illit, berthieryn) o zawartości 0-35% obj. Ziarna kwarcu wielkości aleurytu i psamitu występują w zmiennej zawartości, maksymalnie około 40% obj. skały. Zawartość bioklastów i ooidów przeważnie nie przekracza 4% obj. skały. Do składników akcesorycznych zaliczono:

skalenie, łuszczyki, cyrkon, piryt, hematyt oraz materię organiczną. Miejscami syderyty ilaste są poprzecinane żyłkami wypełnionymi: kalcytem, ankerytem i pirytem.

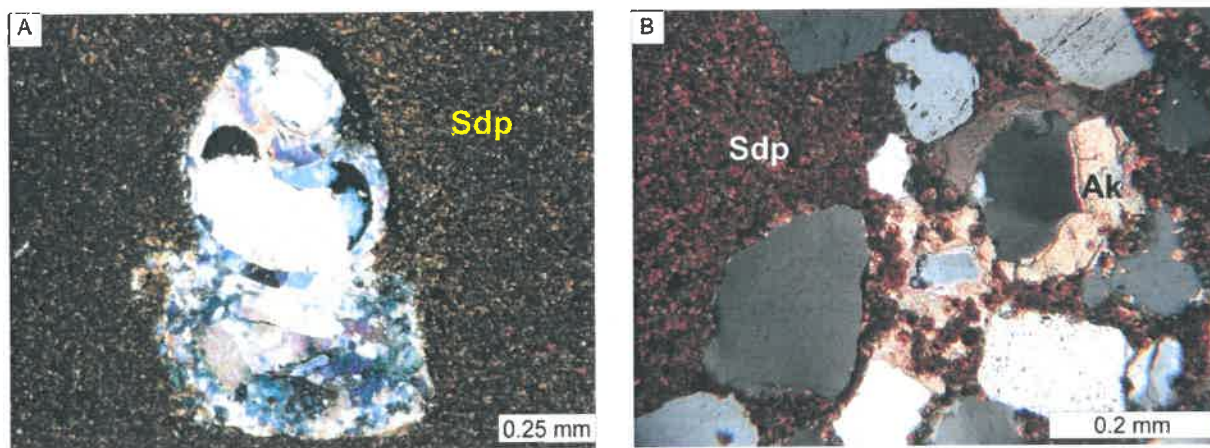


Fig. 2. A. (Fig. 2A w pracy [A4]) Syderyt ilasty zbudowany z mikrytu syderoplesytowego (Sdp) z kalcytową skorupką ślimaka. Otwór Goszczynno 4/III, głęb. 66,4 m, nikole skrzyżowane. B. (Fig. 2G w pracy [A4]) Piaskowiec syderytowy scementowany mikrytem syderoplesytowym (Sdp) i ankerytem (Ak). Otwór Mniszków IG 1, głęb. 962,0 m, nikole skrzyżowane.

Piaskowce syderytowe to najczęściej drobno- i średnioziarniste arenity kwarcowe (Fig. 2B), zwarte o barwie szarobrunatnej. Ziarna kwarcu stanowią od 16 do 80% obj. skały, natomiast zawartość skaleni, łuszczyków i cyrkonu jest podrzędna. W zmiennej ilości występują bioklasty i ooidy (Fig. 3B; głównie berthierynowe i węglanowe), a maksymalna zawartość każdego z tych składników może dochodzić do około 18% obj. skał. Spoiwo piaskowców budują minerały węglanowe: mikrytowy i mikrosparytowy syderoplesyt, sparytowy syderoplesyt, pistomesyt, ankeryt, kalcyt i minerały ilaste (kaolinit, illit, berthieryn, chloryty). Lokalnie skała jest pocięta żyłkami wypełnionymi kalcytem, ankerytem, syderoplesytem i pistomesytem.

Muszlownce syderytowe są skałami na ogół zwałymi o barwie brunatnej lub szarobrunatnej. Charakteryzują się strukturą organodetrytyczną i teksturą najczęściej kierunkową, podkreśloną ułożeniem bioklastów. Podstawowym składnikiem muszlownców są bioklasty (Fig. 3A), głównie fragmenty muszli małżów, brachiopodów, otwornic, ślimaków, elementy szkieletowe szkarłupni oraz rurki serpul, najrzadziej – fragmenty gałązek mszywiolów i kolonii glonów. Ich zawartość waha się od 20 do 80% obj. skały. Ponadto występują: ziarna kwarcu, ooidy berthierynowe, węglanowe i fosforanowe oraz w niewielkiej ilości skalenie, okruchy skał i fosforanów. Materiał ziarnowy jest scementowany mikrytowym i mikrosparytowym syderoplesytem, sparytowym ankerytem, kalcytem, pistomesytem oraz

minerałami ilastymi (berthieryn, illit, kaolinit). W muszłowcach obserwowano żyłki wypełnione kalcytem, dolomitem, syderoplesytem, pistomesytem, kaolinitem oraz kruszcami.

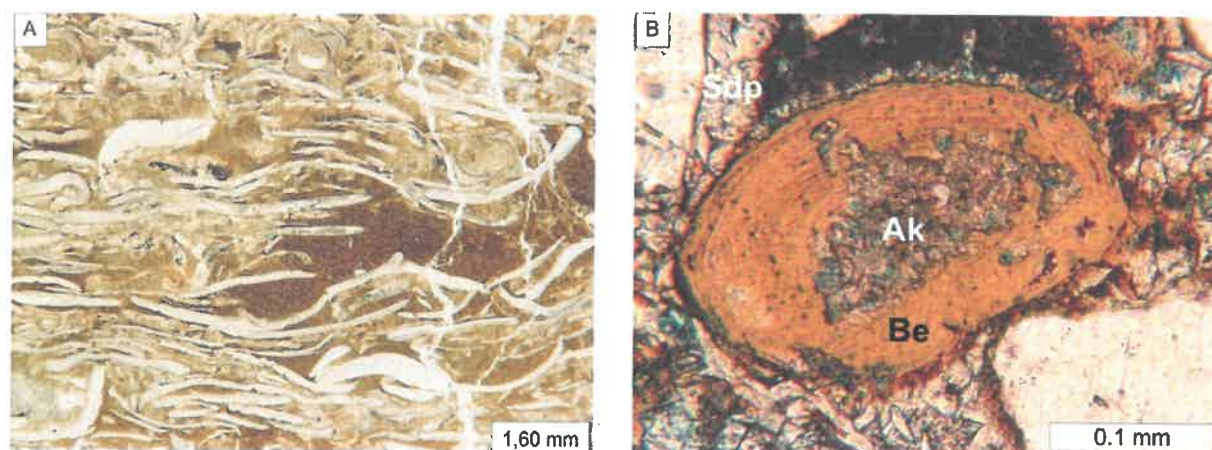


Fig. 3. A. (Fig. 2A w pracy [A3]) Muszłowiec syderytowy o gestym upakowaniu fragmentów muszli; widoczne brązowe skupienie syderoplesytu. Otwór Borszyn 1/XIX, głęb. 184,0 m, bez analizatora. B. (Fig. 3D w pracy [A4]) Ooid berthierynowy (Be) zastępowany przez ankeryt (Ak) w piaskowcu syderytowym scementowanym sparem syderoplesytowym (Sdp) (romboedry) i ankerytem (barwa niebieska po traktowaniu roztworem Evamy'ego). Otwór Omięcin XI/3, głęb. 172.8 m, bez analizatora.

Zlepiénce syderytowe są reprezentowane przez kilka próbek. Określono je jako parazlepiénce poli- i oligomiktyczne, ze względu na charakter okruchów psefitowych [A1].

Parazlepiénce polimiktyczne zawierają ziarna psefitowe litoklastów: syderytu ilastego, iłowca syderytowego, piaskowców scementowanych ankerytem, kalcytem lub berthierynem, skał węglanowych oraz kwarcu mono- i polikrystalicznego. Masą wypełniającą zlepiénców jest matriks piaszczysty, lokalnie z bioklastami i ooidami oraz cementy: syderoplesyt (mikryt, mikrospar), kalcyt i berthieryn.

Parazlepiéniec oligomiktyczny jest zbudowany z okruchów psefitowych piaskowca kalcytowo-syderytowego, które spojone są mikrytowym syderoplesytem.

Iłowce i mułowce syderytowe to skały brunatne o strukturze pelitowo-aleurytowej i teksturze kierunkowej, podkreślonej ułożeniem łyszczyków, syderytu i materii organicznej. Minerale węglanowe są w nich reprezentowane jedynie przez mikrytowy syderoplesyt, którego zawartość waha się od 20 do 30% obj. skały. W obrębie materiału detrytycznego występuje mułek i piasek kwarcowy, łyszczyki (głównie muskowit) oraz minerały ilaste. Powszechne są szczątki roślinne.

4.4.3.2. Minerale węglanowe

Głównym minerałem węglanowym w skałach syderytowych jest węglan żelaza (Mg-syderyt) – syderoplesyt, miejscami pojawia się pistomesyt, natomiast syderyt występuje sporadycznie. W zmiennej ilości towarzyszą im: kalcyt i ankeryt [A2; A3; A4].

Syderyt, syderoplesyt i pistomesyt w skałach syderytowych występują jako: masa podstawowa skały, cement wypełniający przestrzeń porowatą w skale, minerały zastępujące minerały ilaste w ooidach, miejscami wypełniają pustki w bioklastach oraz tworzą żyłki. Minerale te występują w formie mikrytu, mikrosparu i spar, często tworząc kryształy romboedryczne (Fig. 2, 3B, 4). Węglany żelaza traktowane roztworem Evamy'ego nie barwią się; w katodoluminescencji nie świecą. Na podstawie obserwacji mikroskopowych wyróżniono dwie generacje syderoplesytu - wczesną i późną (Fig. 4; [A2]), podobnie jak w piaskowcach karbońskich rowu lubelskiego (Kozłowska, 1997 [C3]; 2001 [D10]; 2004 [H1]). Syderyt reprezentuje tylko wczesną generację, a pistomesyt – tylko późną generację. W obrębie generacji wczesnej wyróżniono mikrytowy i mikrosparowy syderoplesyt, lokalnie syderyt. Generacja późna, w porównaniu z wczesną, charakteryzuje się większym rozmiarem kryształów oraz wyższą zawartością magnezu. Reprezentują ją sparytowy syderoplesyt, rzadziej pistomesyt. Skład chemiczny osobników syderoplesytu i pistomesytu, na podstawie analizy chemicznej w mikrosondzie elektronowej, przedstawia się następująco: 63,9-91,4% mol FeCO_3 , 5,2-32,1% mol MgCO_3 , 1,9-18,7% mol CaCO_3 i 0,0-4,2% mol MnCO_3 (Fig. 5) (Kozłowska i in., 2008 [S12]; 2013 [N4]; [A2]; [A3]; [A4]). W obrębie kryształów romboedrycznych syderoplesytu i pistomesytu często obserwuje się budowę pasową, związaną ze zmienną zawartością żelaza i magnezu, co jest bardzo dobrze widoczne w obrazach elektronów wstecznie rozproszonych (BSE) (Fig. 4B) [A2]. Formy romboedryczne kryształów występują powszechniej w skałach syderytowych w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich w porównaniu z rejonem Częstochowy czy obszarem Niżu Polskiego. W osobnikach syderoplesytu i pistomesytu wielkości spar (niekiedy romboedry), które zawierały inkluzje fluidalne, o wielkości odpowiedniej do analizy, wykonano badania temperaturowe. Uzyskano: temperatury homogenizacji w przedziale od 48,5 do 139,0°C, temperatury mrożenia w zakresie od -10,0 do -3,4 °C i temperatury eutektyku od -40 do -30°C (Kozłowska, 2014 [K20]; [A2]; [A3]). Oznaczenia izotopowe węgla i tlenu wykonano, w większości, dla wczesnej generacji syderoplesytu. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ PDB wahają się w granicach od -29,76‰ do 1,60‰, a wartości $\delta^{18}\text{O}$ PDB od -7,84‰ do 1,86‰ (Maliszewska i in., 2007a [N2]; Kozłowska i in., 2008 [S12]; 2013 [N4]; [A2]; [A3]; [A4]). W dwóch próbkach wykonano badania izotopowe dla późnej generacji syderoplesytu i pistomesytu.

Wartości $\delta^{13}\text{C}$ PDB wynoszą $-10,83\text{‰}$ i $9,58\text{‰}$, a $\delta^{18}\text{O}$ PDB odpowiednio $-8,82\text{‰}$ i $-10,45\text{‰}$ (Kozłowska i in., 2008 [S12]; 2013 [N4]; [A2]; [A4]).

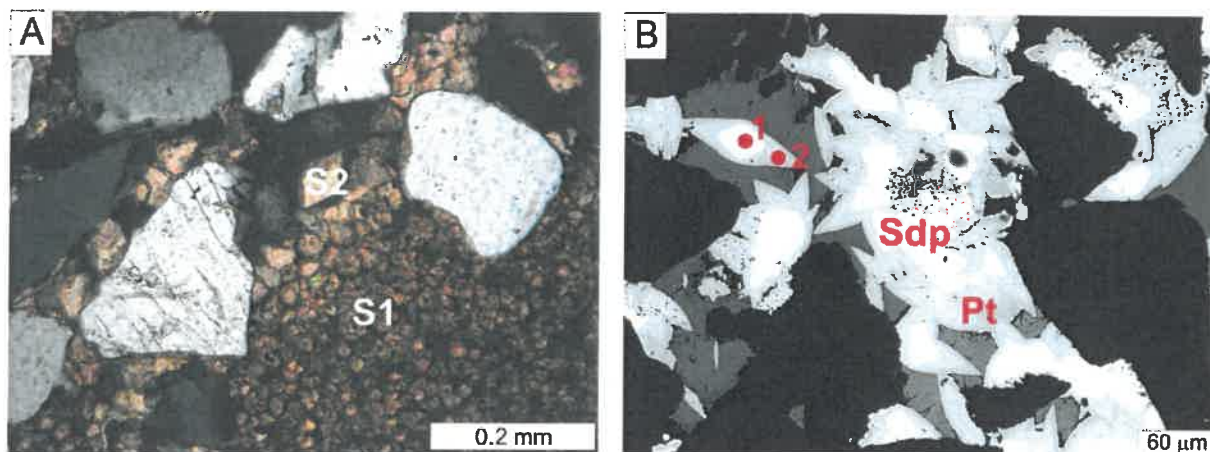


Fig. 4. A. (Fig. 4A w pracy [A2]) Dwie generacje syderytu – wczesna generacja (S1 – mikrosparytowy syderoplesyt) i późna generacja (S2 – sparytowy syderoplesyt) w syderycie ilastym. Otwór Łutowiec 135Ż, głęb. 178,9 m, nikole skrzyżowane. B. (Fig. 4B w pracy [A2]) Struktura zonalna w kryształach romboedrycznych syderoplesytu (Sdp) i pistomesytu (Pt) tworzących cement w piaskowcu syderytowym; 1, 2 – punkty analiz (Appendix 1). Otwór Gutwin, głęb. 201,6, obraz BSE.

Kalcyt występuje w bioklastach, a ponadto tworzy cement w skałach syderytowych, wypełnia żyłki oraz zastępuje minerały (berthieryn, fosforany) budujące ooidy. Tworzy kryształy wielkości mikrytu i spar. Traktowany roztworem Evamy’ego barwi się na czerwono (kalcyt) lub różowo-fioletowo (Fe-kalcyt). W katodoluminescencji świeci w barwach żółtych, żółto-pomarańczowych, czerwonych, brunatno-pomarańczowych lub wykazuje brak luminescencji. Efekt świecenia związany jest z zawartością żelaza i manganu w kalcyecie. Analizy chemiczne w mikrosondzie elektronicznej wykazały następujący skład chemiczny kalcytu: 0,0-5,7% mol FeCO_3 , 0,1-4,2% mol MgCO_3 , 90,0-99,6% mol CaCO_3 i 0,0-4,1% mol MnCO_3 (Fig. 5) (Maliszewska i in., 2007a [N2]; Kozłowska i in., 2008 [S12]; 2013 [N4]; [A4]). Z badań tych wynika, że reprezentuje on najczęściej Fe-kalcyt lub Fe/Mn-kalcyt. Kalcyt zawiera liczne inkluzje fluidalne, ale tylko w jednej próbce udało się wykonać pomiary temperaturowe [A2]. Temperatura homogenizacji kalcytu w żyłce wynosi od $59,8$ do $67,8^\circ\text{C}$. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ PDB wahają się w granicach od $-19,48\text{‰}$ do $-2,01\text{‰}$, a wartości $\delta^{18}\text{O}$ PDB od $-8,11\text{‰}$ do $-1,22\text{‰}$ (Kozłowska i in., 2008 [S12]; 2013 [N4]; [A2]; [A4]).

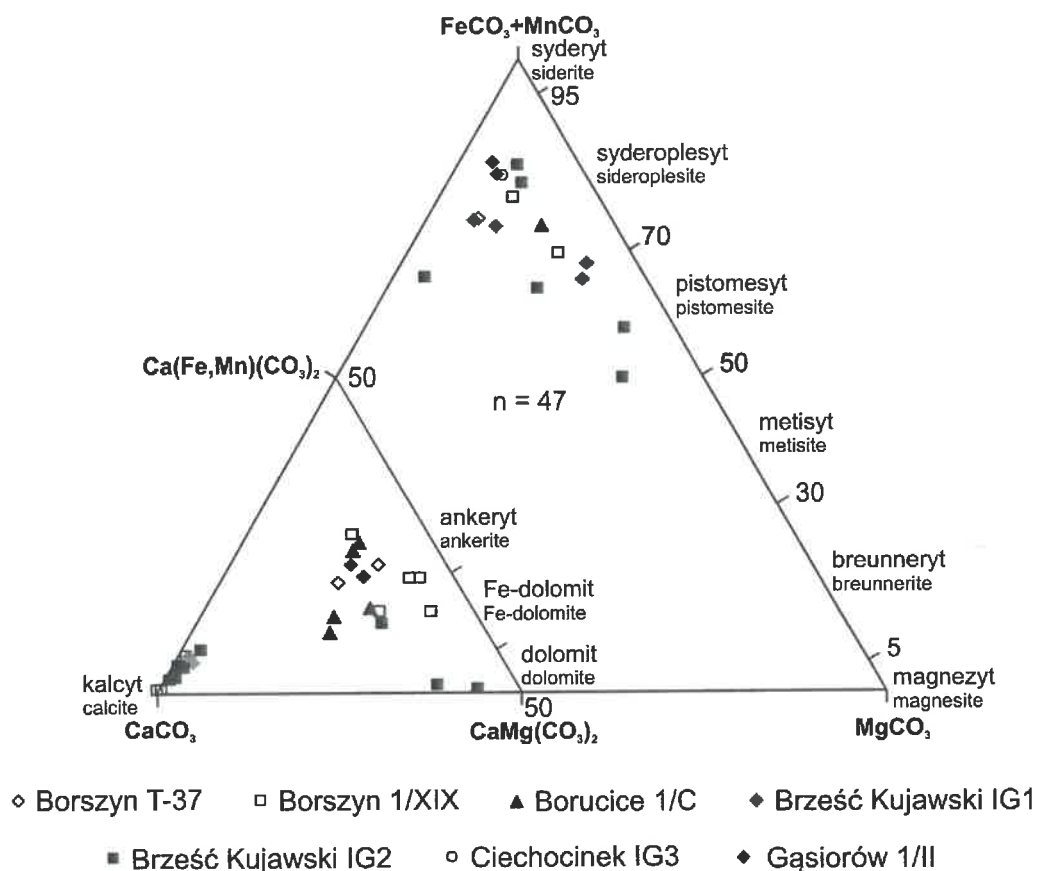


Fig. 5. (Fig. 9 w pracy [A3]) Skład chemiczny węglanowych cementów skał syderytowych jury środkowej na diagramie trójkątnym $\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3 - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$

Ankeryt i Fe-dolomit tworzą cement w skałach syderytowych, wypełniają żyłki, występują w bioklastach i zastępują bertieryn budujący ooidy. **Dolomit** stwierdzono lokalnie, tylko w żyłkach. Ankeryt i Fe-dolomit krystalizują w postaci mikrosparu i spar. W reakcji z roztworem Evamy'ego dolomit nie barwi się, Fe-dolomit zabarwia się na jasnoniebiesko, a ankeryt – na niebiesko. W katodoluminescencji dolomit świeci na czerwono, natomiast Fe-dolomit i ankeryt nie wykazują luminescencji, z powodu znacznej zawartości żelaza. Skład chemiczny Fe-dolomitu i ankerytu pomierzony w mikrosondzie elektronowej przedstawia się następująco: 11,0-24,9% mol FeCO_3 , 14,6-27,5% mol MgCO_3 , 50,5-71,2% mol CaCO_3 i 0,0-2,7% mol MnCO_3 (Fig. 5) (Maliszewska i in., 2007a [N2]; Kozłowska i in., 2008 [S12]; 2013 [N4]; [A4]). W Fe-dolomicie i ankerycie obserwowano liczne inkluzje fluidalne i w części z nich pomierzono temperatury homogenizacji ([A2]; [A3]). Uzyskano wartości temperatury od 75,9 do 185,3°C. Oznaczenia izotopowe wykonano dla dwóch próbek zawierających ankeryt. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ PDB wynoszą $-7,04\text{‰}$ i $-6,54\text{‰}$, a wartości $\delta^{18}\text{O}$ PDB $-10,63\text{‰}$ i $-10,01\text{‰}$ (Kozłowska i in., 2008 [S12]; 2013 [N4]; [A4]).

4.4.3.3. Minerale ilaste

Badania rentgenowskie oraz punktowe analizy chemiczne minerałów ilastych potwierdziły występowanie berthierynu [A1]. W części próbek zidentyfikowano również kaolinit, illit oraz śladowo chloryty [A1].

Berthieryn występuje głównie w piaskowcach syderytowych, rzadziej syderytach ilastych oraz zlepieńcach i muszlowcach syderytowych. Mineral ten charakteryzuje się zieloną lub żółtobrazową barwą w płytce cienkiej i do niedawna był opisywany jako szamozyt. Berthieryn buduje ooidy, jak również tworzy spoiwo w skałach syderytowych oraz wypełnia wnętrza bioklastów. Ziarna ooidów są owalne, rzadziej kuliste o przeciętnej średnicy 0,1-1,2 mm (Fig. 3B). W ich jądrach tkwią najczęściej ziarna kwarcu lub drobne bioklasty. Kora ooidów wykazuje delikatnie zarysowaną budowę koncentryczną. Skład chemiczny berthierynu z ooidów przedstawia się następująco: 20,78-35,41% wag. SiO_2 , 20,80-28,40% wag. Al_2O_3 , 25,59-38,05% wag. FeO , 0,00-0,44% wag. MnO , 0,00-1,13% wag. CaO , 0,00-5,44% wag. MgO , 0,00-0,29% wag. K_2O , 0,00-1,36% wag. P_2O_5 [A1; A3]. Ooidy berthierynowe w skałach jury środkowej należą do klasy B, według klasyfikacji Kearsley'a (1989). Często występują ooidy podklasy B2 zbudowane z berthierynu z dobrze wykształconymi koncentrycznymi laminami. Część ooidów, w których dominującymi minerałami są berthieryn i kaolinit zaliczono do podklasy B4. Tworzą one spłaszczone ziarna, które są efektem działania kompaktacji mechanicznej. Ponadto obserwowano ooidy podklasy B5, które reprezentują spłaszczone ooidy berthierynowe, których jądro budują bioklasty zbudowane z berthierynu.

Powszechnie obserwuje się zastępowanie berthierynu przez syderyt i syderoplesyt, które z kolei są wypierane przez Fe-kalcyt i ankeryt. Berthieryn budujący ooidy jest zastępowany przez: syderoplesyt i pistomesyt, Fe-kalcyt, ankeryt oraz piryty, oraz przeobrażany w kaolinit i fosforany. Według klasyfikacji Kearsley'a (1989) ooidy węglanowe należą do klasy C i podklasy od C1 to C4. Reprezentują one ooidy węglanowe (syderyt i kalcyt) powstałe w wyniku zastąpienia ooidów zbudowanych z krzemianów warstwowych. W badanych skałach wyróżniono ooidy, w których berthieryn został zastąpiony przez syderoplesyt, pistomesyt, Fe-kalcyt i ankeryt. Niekiedy proces ten prowadzi do całkowitego zastąpienia berthierynu przez minerały węglanowe.

Obecność berthierynu stwierdzono w osadach tworzących się w środowiskach morskim i deltowym, w okresie od bajosu dolnego do batonu górnego. Występowanie berthierynu w badanych osadach zarówno morskich jak i deltowych, w miejscach mieszania

się wody słodkiej z morską, może wskazywać na zmiany poziomu zbiornika morskiego i występowanie ciepłych wód. Poziom zasolenia zbiornika jest istotnym czynnikiem w czasie krystalizacji berthierynu.

W badanych skałach syderytowych lepszym stanem zachowania charakteryzują się ooidy berthierynowe w osadach batonu, w porównaniu z osadami bajosu i aalenu ([A1]). Procesy diagenetyczne zastępowanie i przeobrażenie berthierynu rozwinięte są najsilniej w syderytach ilastych. W północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, w batonie osady morskie głównie przybrzeża, zawierają ooidy, w których berthieryn jest zastępowany przez Fe-kalcyt i syderoplesyt, rzadko ankeryt. W osadach deltowych batonu ooidy berthierynowe są najczęściej dobrze zachowane. W bajosie górnym w osadach przybrzeża przeważają ooidy, w których berthieryn został miejscami całkowicie zastąpiony przez syderoplesyt, pistomesyt, Fe-kalcyt, ankeryt oraz piryty i przeobrażony w kaolinit. Procesy te są słabiej rozwinięte w rejonie Częstochowy w porównaniu z północno-wschodnim obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich. Podobne zróżnicowanie w efektach działania procesów diagenetycznych, w obu rejonach badań, zauważono w osadach deltowych bajosu dolnego. W północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, w skałach syderytowych aalenu powstałych w różnych środowiskach, występują tylko ooidy, zbudowane z kaolinitu, piryty oraz syderoplesytu i pistomesytu.

Inne minerały ilaste zidentyfikowane w skałach syderytowych to kaolinit i illit oraz lokalnie chloryty. W północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich poza berthierynem rozpoznano: kaolinit, illit i śladowo chloryty w osadach dolnego i środkowego batonu oraz kaolinit w górnym bajosie i górnym aaleniu. W rejonie Częstochowy oprócz berthierynu występuje illit (dolny bajos). Badania Dudek (2012) na tym obszarze wykazały, że w skałach ilastych zawartość illitu przeważa nad kaolinitem i chlorytami. Zróżnicowanie w składzie minerałów ilastych w osadach różnego wieku może wskazywać na zmiany klimatu oraz warunków sedymentacji w czasie jury środkowej.

4.4.4. Interpretacja i dyskusja wyników

Występowanie syderytów w postaci warstw i konkrecji skłaniało niektórych badaczy do uznania ich za utwory syngenetyczne z osadami, wśród których występują (Berg, 1944; Taylor, 1949). Większość badaczy od dawna jednak uważa, że skały te tworzyły się w diagenecie (m.in. Correns, 1942; 1952; Taupitz, 1954; Krajewski *et al.*, 2001; Mücke, 2006; Stel, 2009). Badania syderytów z osadów kopalnych wskazują na ich krystalizację w różnych środowiskach: morskich, brakicznych i słodkowodnych (m.in. Weber i in, 1964; Matsumoto,

Iijima, 1981; Krajewski *et al.*, 2001). Podobnie, tworzenie się syderytów współcześnie może być związane z różnymi warunkami, takimi jak: morskie (Gautier, Claypool, 1984; Hałas, Chlebowski, 2004), brakiczne (Pye, 1981) czy słodkowodne (Postma, 1969).

Analiza sedimentologiczna wykonana przez dr A. Feldman-Olszewską (Feldman-Olszewska, 2005; Kozłowska i in., 2008 [S12]; 2013 [N4]) wykazała, że większość badanych syderytów tworzyła się w środowisku morskim, słabo natlenionym, głównie w strefie przejściowej pomiędzy normalną i sztormową podstawą falowania oraz w strefach przybrzeża, co w większości potwierdzają uzyskane wyniki badań petrograficzno-mineralogiczno-geochemicznych.

W historii diagenety skał syderytowych zaznaczyły się trzy etapy: eodiagenetyza, mezodiagenetyza i telodiagenetyza (wg. podziału Choquette'a, Pray'a, 1970).

Eodiagenetyza (diagenetyza wczesna), to etap działania procesów fizycznych i chemicznych w warunkach płytkiego pogrzebienia osadów, w powiązaniu z procesami powierzchniowymi. Etap ten jest silnie związany z warunkami sedimentacji, szczególnie ze stopniem natlenienia lub niedotlenienia osadów.

Najwcześniejszym minerałem autigenicznym w skałach syderytowych jest berthieryn. O wczesnym wytrącaniu się berthierynu w osadzie, przed lub na początku działania kompaktacji mechanicznej, świadczy wypełnienie przez ten minerał dużych rozmiarów przestrzeni między ziarnami. Również, występowanie berthierynu w wewnętrznych częściach bioklastów świadczy o jego wczesnym tworzeniu się. Minerał ten krystalizuje w temperaturze 25-45°C (Hornibrook, Longstaffe, 1996) w warunkach tropikalnych, w środowisku morskim i deltowym, w miejscu mieszania się wody słodkiej z morską (Worden, Morad, 2003; Wilson, 2013). Taylor (1998) oraz García-Frank i in. (2012) sugerują wytrącanie się berthierynu w warunkach suboksycznych. Berthieryn wykorzystuje zredukowane żelazo (Fe^{2+}) w strefie metanogenicznej przy niskim tempie sedimentacji (Odin, 1988). Najbardziej prawdopodobnym źródłem żelaza dla berthierynu w rejonie badań wydaje się być woda słodka rzek niosąca materiał pochodzący z wietrzenia lądu. W wyniku kontaktu wody słodkiej z morską, wzrasta zasolenie tej pierwszej powodując, że żelazo jest flokulowane i osadza się głównie w stanie bezpostaciowym, wysoce reaktywnym (Ehrenberg, 1993). Berthieryn tworzy się w wyniku diagenetycznej rekrytalizacji odinitu lub innych podobnych do niego minerałów prekursorów (Odin i in., 1988). Powstanie berthierynu wymaga warunków redukcyjnych, gdzie aktywność siarczków i dwuwęglanu jest niska (Taylor, 1990; Fritz, Toth, 1997; Sheldom, Retallack, 2002). Dodatkowo, Fritz i Toth (1997) podają, że wytrącanie się

berthierynu związane jest z niską aktywnością krzemionki w roztworze, gdyż w przeciwnym wypadku powstanie kaolinit.

W środowisku niedotlenionym, w osadach bogatych w reaktywne minerały zawierające żelazo i przy niskiej koncentracji rozpuszczonych siarczanów berthieryn jest zastępowany przez wytrącający się syderyt (Brown, Kingston, 1993; Morad, 1998). W badanych skałach jest to przeważnie Mg-syderyt - syderoplesyt, lokalnie syderyt (Kozłowska i in., 2008 [S12], 2011 [L25], 2013 [N4]; Witkowska, 2012). Źródłem żelaza dla syderoplesytu, podobnie jak dla syderytu, mogły być: wody kontynentalne dostarczane do osadu (Woodland, Stenstrom, 1979 *fide* Zymela, 1996; Blatt i in., 1980 *fide* Zymela, 1996) oraz minerały ilaste i siarczkowe przynoszone do basenów sedymentacyjnych z ładu (Pearson, 1979; Price, Sellwood, 1997). Zdaniem Narębskiego (1957) żelazo bywa też przynoszone w postaci koloidalnej zawiesiny $\text{Fe}(\text{OH})_3$, a rozpuszczanie tego związku ma miejsce wskutek działania wód bogatych w CO_2 , w warunkach fermentacji resztek organicznych na dnie morskim. Bardzo ważną rolę w wytrącaniu się syderoplesytu i syderytu odegrała działalność mikroorganizmów, rozkładających zawartą w osadzie materię organiczną. Przyjmuje się, że syderyt, jak również syderoplesyt, tworzyły się w stosunkowo niskich temperaturach ($<75^\circ\text{C}$, Morad, 1998) i na niedużych głębokościach.

Syderoplesyt tworzy kryształy różnej wielkości, co ma związek z rodzajem skały syderytowej i występującej w niej średnicy sieci kanalików i porów w przestrzeni międzyziarnowej, umożliwiających cyrkulację roztworów. W syderytach ilastych, syderoplesyt najczęściej wykształcony jest w postaci bardzo drobnokrystalicznej (mikryt, mikrospar), o przewadze kryształów anhedralnych lub subhedralnych. Natomiast, w piaskowcach syderytowych i syderytach ilasto-piaszczystych, syderoplesyt tworzy kryształy przeważnie większe (mikrospar, spar) i lepiej wykryształizowane, miejscami euhedralne.

Syderoplesyty występujące w skałach syderytowych jury środkowej charakteryzują się poza wysoką zawartością FeCO_3 , znaczną zawartością MgCO_3 oraz CaCO_3 i niewielką MnCO_3 ([A4]). Według Mozleya (1989) znaczne ilości MgCO_3 (do 41% mol.) i CaCO_3 (do 15% mol.) oraz poniżej 1% mol. MnCO_3 wskazują na wytrącanie się syderytów z wody morskiej.

Wyniki oznaczeń składu izotopowego węgla $\delta^{13}\text{C}$ PDB syderoplesytów jury środkowej sugerują, że tworzyły się one w warunkach anoksycznych lub suboksycznych, w strefie mikrobiologicznej metanogenezy (Irvin i in., 1977; Morad, 1998). Skład izotopowy tlenu $\delta^{18}\text{O}$ PDB w syderoplesytach, przy założeniu jego temperatury krystalizacji 20°C (Baker i in., 1995; Rezaee, Schulz-Rojahn, 1998), wskazuje na wartości wody porowej $\delta^{18}\text{O}$ SMOW,

z której wytrącały się, najczęściej w zakresie od -6,00 do -1,00‰. Świadczy to o występowaniu wód porowych pochodzenia morskiego, jak również udziale wód morskich zmieszanych z wodami słodkimi. Z badań inkluzji fluidalnych określono, na podstawie temperatury mrożenia, zasolenie roztworu w inkluzjach od 1,7 do 16,9% wag., a jego gęstość na około 1g/cm^3 ([A2]). Wartości temperatury eutektyku wskazują na obecność jonów wapnia i magnezu w solankach ([A2]).

Lokalnie, na skutek wzrostu aktywności krzemionki w roztworze (Fritz, Toth, 1997) berthieryn w ooidach został przeobrażony w kaolinit. Kaolinit tworzy się w środowisku kwaśnym (Osborn i in., 1994), w którym istotną rolę odgrywają wody meteoryczne, lekko kwaśne w wyniku rozpuszczania CO_2 oraz kwasów organicznych (Giles, de Boer, 1990).

W warunkach anoksycznych, w strefie redukcji siarczanów krystalizował piryt. W warunkach dopływu świeżej wody bakterie metanogeniczne przetwarzają materię organiczną wytwarzając CO_2 i CH_4 (Claypool, Kaplan, 1974).

Prawie od początku eodiagenety zaznacza się kompaktacja mechaniczna, której efekty najlepiej są widoczne w muszłowcach i piaskowcach. Świadczy o tym gęste upakowanie materiału detrytycznego i ograniczenie porowatości pierwotnej, spękanie elementów szkieletowych fauny i ziarn, spłaszczenie lub pokruszenie ooidów, deformacja lamin ilasto-mułowcowych oraz miejscami wygięcie blaszek łyszczyków.

Mezodiogeneza to etap diagenety, który zaznaczył się słabo w syderytach ilastych, zapewne z uwagi na ich zwięzłość i ograniczoną przepuszczalność roztworów formacyjnych. Natomiast w porowatych piaskowcach i muszłowcach miała miejsce aktywna cyrkulacja fluidów.

W mezodiagenecie kontynuowany był rozwój syderoplesytu oraz wytrącał się pistomesyt. Minerale te tworzą kryształy wielkości spar, często formy romboedryczne. W kryształach romboedrycznych syderoplesytów i pistomesytów często obserwujemy budowę pasową z wyraźnym wzbogaceniem w magnez ich części zewnętrznych, w porównaniu ze środkową, bogatszą w żelazo ([A2; A3; A4]). Zonalność w kryształach wskazuje na zmiany w chemizmie wody porowej w czasie ich krystalizacji. Wzrost zawartości magnezu w nich może być związane z wysoką jego koncentracją w wodach formacyjnych (Morad i in., 1994). Postacie romboedryczne syderoplesytu i pistomesytu obserwowano w przestrzeniach porowych, głównie w piaskowcach syderytowych i syderytach ilasto-piaszczystych, w których minerale te krystalizowały z roztworu. Miejscami wypełniają one pustki w bioklastach. Ponadto występują w ooidach skał syderytowych jako efekt zastępowania pierwotnych minerałów. Wartości oznaczeń izotopowych dla późnej generacji syderoplesytu i

pistomesytu, przy założeniu ich temperatury krystalizacji najczęściej powyżej 60°C (na podstawie badań inkluzji fluidalnych) wskazują na tworzeniu się późnego syderoplesytu i pistomesytu z wody porowej wzbogaconej w izotop ^{18}O w porównaniu z wodą, z której wytrącał się wczesny syderyt (Fig. 6) (Kozłowska i in., 2008 [S12]; [A2]).

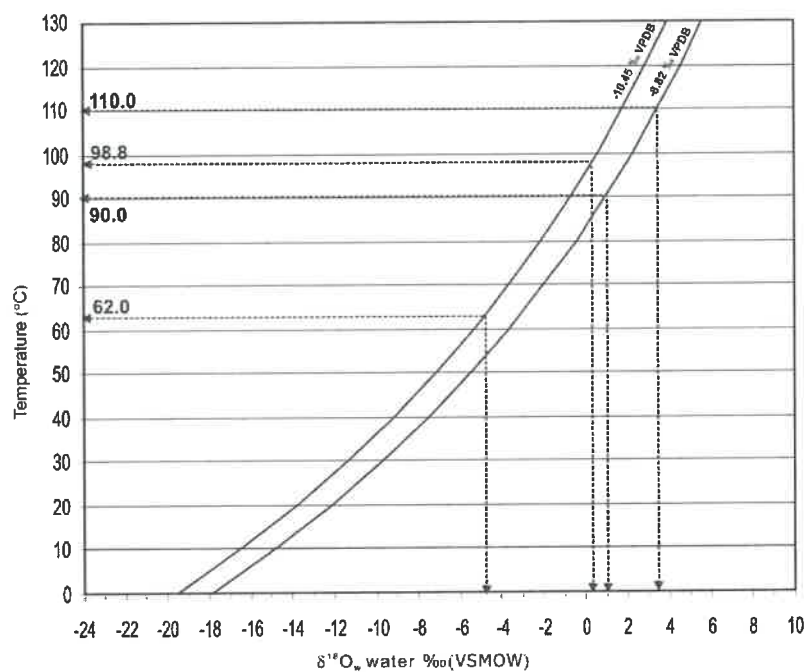


Fig. 6. (Fig. 7 w pracy [A2]) Wykres zależności $\delta^{18}\text{O}$ wody od temperatury dla późnej generacji syderytu (wg. Carothers i in., 1988)

W następnej kolejności tworzył się cement kalcytowy, który często wypełnia przestrzeń pomiędzy kryształami syderytów i syderoplesytów, pustki w elementach szkieletowych oraz żyłki. Występuje również jako minerał wtórny w ooidach. Kalcyt ten reprezentuje odmianę żelazistą, zawierającą magnez i miejscami wzbogaconą mangan, co jest charakterystyczne dla późniejszych generacji tego minerału (m.in. Mozley, Hoernle, 1990). Krystalizacja Fe-kalcytu po syderoplesycie jest prawdopodobnie spowodowana obniżeniem stosunku Fe/Ca w wodzie porowej lub jej zubożeniem w żelazo na skutek wytrącenia się pirytu i syderytu albo jego usunięcia przez migrujące wody (Zymela, 1996). Źródłem wapnia dla kalcytu mogły być biogeniczne węglany. Wyniki oznaczeń składu izotopowego węgla $\delta^{13}\text{C}$ PDB dla Fe-kalcytów odpowiadają wartościom uzyskanym dla syderytów i syderoplesytów, które są charakterystyczne dla strefy mikrobiologicznej metanogenezy (Morad, 1998). Wartości $\delta^{18}\text{O}$ PDB, przy założeniu temperatury jego krystalizacji około 60°C (na podstawie badań inkluzji fluidalnych) wskazują, że Fe-kalcyt wytrącał się z wody

porowej $\delta^{18}\text{O}$ SMOW o dodatnich wartościach, co odpowiada wodzie pochodzenia morskiego lub wodzie porowej, która weszła w reakcję z otaczającymi skałami.

Jako ostatnie z cementów węglanowym w osadach jury środkowej krystalizowały Fe-dolomit i ankeryt. Wcześniej prawdopodobnie tworzył się dolomit. Fe-dolomit i ankeryt wypełniają puste przestrzenie w porach, po krystalizacji romboedrycznych kryształów syderoplesytu i pistomesytu lub zastępują berthieryn w ooidach, czy kalcyt w bioklastach. Wypełniają również żyłki. Wartości oznaczeń izotopowych dla ankerytu odpowiadają danym uzyskanym dla ankerytu w osadach jury górnej na Spitsbergenie (Krajewski i in., 2001). Zdaniem tych autorów cementacja ankerytem była późnodiagenetyczna, w warunkach głębokiego pogrzebienia i podwyższonej temperatury (80-100°C) w środowisku zdominowanym przez abiotyczne procesy dekarboksylacji kerogenu. Analiza inkluzji fluidalnych ankerytu wskazuje na temperaturę jego krystalizacji w zakresie około 70-160°C, co w powiązaniu z wartościami $\delta^{18}\text{O}$ PDB ankerytu sugeruje jego wytrącanie się z wody porowej o składzie wody morskiej lub z wody porowej, która weszła w reakcję z otaczającymi skałami. Źródłem wapnia, magnezu i żelaza dla ankerytu mogły być przeobrażane i rozpuszczane minerały w czasie procesu pogrzebienia osadu. Wysoka temperatura tworzenia się ankerytu może wskazywać na znaczne pogrzebienie osadu lub kontakt z wodami hydrotermalnymi.

W mezodiagenecie obserwujemy efekty zastępowania. Ooidy berthierynowe były zastępowane częściowo lub całkowicie przez minerały węglanowe, które wnikały do tych ziarn od zewnątrz i zacierały ich wewnętrzną strukturę. W licznych ooidach pierwotna struktura koncentryczna została zniszczona wskutek zastąpienia berthierynu syderoplesytem, pistomesytem, Fe-kalcytem czy ankerytem. W bioklastach, pierwotny, niestabilny kalcyt lub aragonit został zastąpiony Fe/Mn-kalcytem. Zastąpienie pierwotnego składnika bioklastów często następowało tu bez zmiany ich wewnętrznej struktury. Z kolei zastąpienie kalcytu i aragonitu przez ankeryt i syderoplesyt często zacierało wewnętrzną strukturę bioklastów.

Wczesnodiagenetyczny berthieryn jest chemicznie i strukturalnie niestabilny. Wraz ze wzrostem temperatury i głębokości pogrzebienia, minerał ten stopniowo jest przeobrażany w chloryt poprzez etap pośredni reprezentujący minerał mieszanopakietowy chloryt/serpentyt (Wilson, 2013). Berthieryn ulega przemianie w szamozyt w wyniku procesu rozpuszczanie-wytrącanie, w systemie zamkniętym lub półzamkniętym, w temperaturze około 70°C (Jahren, Aagard, 1989; Aagard i in. 2000).

Z pozostałych procesów diagenetycznych odnotowano w muszlowcach liczne ślady rozpuszczania ankerytu. Miejscami pozostały też efekty działania kompaktacji chemicznej w postaci struktur wciskowych wśród bioklastów.

Telodiogeneza, to zespół procesów działających w osadzie po jego wyniesieniu lub odsłonięciu. W przypadku skał jurajskich etap ten był związany z inwersją tektoniczną bruzdy śródpolskiej w późnej kredzie (Dadlez, Marek, 1969). Mogło to spowodować wzmożoną działalność roztworów porowych o składzie chemicznym wód meteorycznych lub dopływ wód wgłębnych, pochodzenia hydrotermalnego. Mogły utworzyć się wówczas żyłki wypełnione m.in. minerałami węglanowymi: kalcytem, ankerytem i syderoplesytem, miejscami siarczkami. Ponadto mogło mieć miejsce utlenianie żelaza w berthierynie z ooidów i w syderoplesycie. Wody meteoryczne mogły również mieć wpływ na proces przeobrażenia berthierynu w kaolinit.

4.4.5. Wnioski

1. Skały syderytowe jury środkowej reprezentują głównie syderyty ilaste, obejmujące również odmiany mułkowe i piaszczyste, piaskowce syderytowe oraz muszlowce syderytowe. Zlepieńce oraz iłowce i mułowce syderytowe występują lokalnie.
2. Głównym minerałem budującym skały syderytowe jest węglan żelaza (Mg-syderyt) reprezentujący syderoplesyt, rzadziej pistomesyt. Sporadycznie stwierdzono syderyt. W zmiennych ilościach towarzyszą mu minerały ilaste, głównie berthieryn, kaolinit, illit, miejscami chloryty. Ponadto występują inne minerały węglanowe: Fe-kalcyt oraz Fe-dolomit i ankeryt, sporadycznie dolomit.
3. Berthieryn najczęściej występuje w formie ooidów lub spoiwa oraz wypełnia wnętrza bioklastów. Minerał ten rzadko pojawia się w syderytach ilastych i ilasto – piaszczystych, często natomiast występuje w piaskowcach i muszlowcach syderytowych.
4. Węglany żelaza wykształcone są w formie mikrytu, mikrosparu i spar. Mg-syderyty (syderoplesyt i pistomesyt) tworzą miejscami kryształy romboedryczne, które często charakteryzują się budową pasową, z wyraźnym wzbogaceniem w magnez ich części zewnętrznych, w porównaniu ze środkową, bogatszą w żelazo. Związane jest to ze wzrastającym dopływem magnezu w roztworze, z którego krystalizowały.
5. W historii diagenety skał syderytowych zaznaczyły się trzy etapy: eodiogeneza, mezodiogeneza i telodiogeneza. W eodiogenezie najwcześniejszym minerałem żelaza, który powstał był berthieryn. Tworzył się on w warunkach suboksydacyjnych, w miejscu mieszania się wody słodkiej zawierającej żelazo z wodą morską, w temperaturze około

25-45°C. Następnie w warunkach anoksycznych lub suboksycznych, w strefie mikrobiologicznej metanogenezy, prawdopodobnie w temperaturze około 20°C, z wód porowych pochodzenia morskiego lub wód morskich zmieszanych z wodami słodkimi krystalizowały syderoplesyt i syderyt. Źródłem żelaza mogły być osady ilaste przynieszone do zbiornika morskiego z lądu. W późniejszym etapie diagenety (mezodiagenety) tworzyły się w kolejności – syderoplesyt z większą zawartością magnezu, pistomesyt, kalcyt i ankeryt. Późna generacja węglanów żelaza (syderoplesyt i pistomesyt), krystalizowała w temperaturze powyżej 60°C z wody porowej wzbogaconej w izotop ^{18}O w porównaniu z wodą, z której wytrącał się wczesny syderoplesyt czy syderyt. Fe-kalcyt oraz Fe-dolomit i ankeryt krystalizowały w temperaturach odpowiednio: około 60°C i około 70-160°C, z wody porowej pochodzenia morskiego lub wody, która weszła w reakcję z otaczającymi skałami. Skład izotopowy węgla Fe-kalcytów jest charakterystyczny dla strefy mikrobiologicznej metanogenezy. Natomiast ankeryt tworzył się prawdopodobnie w strefie termalnej dekarboksylacji.

6. Z procesów diagenetycznych mających wpływ na tworzenie się minerałów węglanowych w skałach syderytowych największe znaczenie odegrała cementacja. Ważnym procesem jest też zastępowanie przez węglanowe minerały żelaza, szczególnie pierwotnego kalcytu w bioklastach oraz berthierynu w ooidach. Efekty pozostałych procesów zaznaczają się w mniejszym stopniu. Kompakcja mechaniczna spowodowała ściślejsze upakowanie materiału detrytycznego, szczególnie w piaskowcach i muszlowcach, ograniczając przestrzeń porową do krystalizacji minerałów węglanowych. Efekty rozpuszczania są słabo widoczne w minerałach węglanowych. Ponadto, w skałach syderytowych zaznaczył się proces wypełnienia szczelin przez minerały węglanowe, miejscami siarczkami.

4.4.6. Literatura cytowana

- Aagard, P., Jahren, J.S., Harstad, A.O., Nilsen, O., Ramm, M., 2000. Formation of grain-coating chlorite in sandstones. Laboratory synthesis vs. natural occurrences. *Clay Minerals*, 35: 261–269.
- Al-Aasm I.S., Taylor B.E., South B., 1990. Stable isotope analysis of multiple carbonate samples using selective acid extraction. *Chem. Geol.*, 80: 119-125.
- Baker J.C., Kassan J., Hamilton P.J., 1995. Early diagenetic siderite as indicator of depositional environment in the Triassic Rewan Group, Southern Bowen basin, eastern Australia. *Sedimentology*, 43, 1: 77–88.
- Bakker R.J., Brown P.E., 2003. Computer modeling in fluid inclusion research. In: *Fluid inclusions: Analysis and interpretation* (eds. I. Samson et al.). Mineralogical Association of Canada. Short Course, 32: 175-203.
- Berg G., 1944. Vergleichende Petrographie oolithischer Eisenerze. *Arch. Lagerstättenforsch.* 76: 1-126.
- Bolewski A., 1982. *Mineralogia szczegółowa*. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.

- Browne, G.H., Kingston, D.M., 1993. Early diagenetic spherulitic siderites from Pennsylvanian palaeosols in the Boss Point Formation, Maritime Canada. *Sedimentology*, 40: 467–474.
- Brown P.E., 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *Am. Min.*, 74:1390-1393.
- Carothers W.W., Adami L.H., Rosenbauer R.J., 1988. Experimental oxygen isotope fractionation between siderite – water and phosphoric acid liberated CO₂ – siderite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 2445-2450.
- Choquette P.W., Pray L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bull.*, 54, 2: 207-220.
- Claypool, G.E., Kaplan, I.R., 1974. The origin and distribution of methane in marine sediments. In: *Natural gases in marine sediments* (ed. I. R. Kaplan). 97–139.
- Correns C.W., 1942. Die Eisengehalt der marinen Sedimente und seine Entstehung. *Arch. f. Lagerstättenforschung*, 75: 47-57.
- Correns C.W., 1952. Zur Geochemie des Eisens. *Congr. Geol. Intern. Symposium des gisements de fer du Monde*, 2: 1-23.
- Dadlez J., 1963. Niektóre wyniki badań nad wykształceniem i rudonością wezulu w okolicach Kamienia Pomorskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 168: 5-36.
- Dadlez J., 1964. Wyniki badań rudoności osadów wezulu w rejonie Niczonowa. *Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- Dadlez R., Marek S., 1969. Styl strukturalny kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, 13, 3: 543-565.
- Dudek, T., 2012. Clay minerals as palaeoenvironmental indicators in the Bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays from Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline. *Acta Geologica Polonica*, 62: 297-305.
- Durakiewicz T., Hałas S., 1994. Triple collector system for isotope ratio mass spectrometer. *IF UMCS Repor.*, 131-132.
- Durakiewicz T., 1996. Electron emission controller with pulsed heating of filament. *Int. J. Mass. Spectr. Ion Proc.*, 156: 31-40.
- Ehrenberg, S.N., 1993. Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: examples from the Norwegian Continental Shelf. *AAPG Bulletin* 77: 1260-1286.
- Ekiert E., 1966. Opracowanie petrograficzne doggerskich rud żelaza w rej. Częstochowy. *Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Inw. 27679, Warszawa.
- Feldman-Olszewska A., 2005. Środowiska sedymentacji w jurze środkowej Kujaw. *Praca doktorska. Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Inw. 1856/2006, Warszawa.
- Fritz, S.J., Toth, T.A., 1997. An Fe-berthierine from a Cretaceous laterite: part II. Estimation of Eh, pH and pCO₂ conditions of formation. *Clays and Clay Minerals*, 45: 590-586.
- García-Frank, A., Ureta, S., Mas, R., 2012. Iron-coated particles from condensed Aalenian-Bajocian deposits: evolutionary model (Iberian Basin, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 82: 953-968.
- Gautier D.L., Claypool G.E., 1984. Interpretation of authigenic diagenesis in ancient sediments by analogy with processes in modern diagenetic environments. In: *Clastic diagenesis* (eds. D.A. McDonald, R.C. Surdam). *AAPG Mem.*, 37: 111-123.
- Giles, M.R., de Boer, R.B., 1990. Origin and significance of redistributional secondary porosity. *Marine and Petroleum Geology*. 7: 378-397.
- Hałas S., 1979. An automatic inlet system with pneumatic changeover valves for isotope ratio mass spectrometer. *J. Phys. E. Sci. Instrum.*, 18: 417-420.
- Hałas S., Skorzyński Z., 1980. An unexpensive device for digital measurements of isotopic ratios. *J. Phys. E. Sci. Instrum.*, 13: 346-349.
- Hałas S., Chlebowski R., 2004. Unique siderite occurrence in Baltic Sea: a clue to siderite-water oxygen isotope fractionation at low temperatures. *Geological Quarterly*, 48, 1: 317-322.
- Hornibrook, E.R.C., Longstaffe, F.J., 1996. Berthierine from the Lower Cretaceous Clearwater Formation, Alberta, Canada. *Clays and Clay Minerals*, 44: 1-21.
- Irvin H., Curtis C., Coleman M., 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature*, 269: 209-213.
- Jahren, J.S., Aagaard, P., 1989. Compositional variations in diagenetic chlorites and illites and relationships with formation-water chemistry. *Clay Minerals*, 24: 157–170.

- Jaskólski S., 1928. Złoże oolitowych rud żelaznych obszaru częstochowskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 4: 1-91.
- Jaskólski S., Sawicka-Ekiert E., 1955. Badania petrograficzne (Badania geologiczne ilów rudonośnych). *Biul. Inst. Geol. (nr zastrzeżony)*.
- Kearsley, A.T., 1989. Iron-rich ooids, their mineralogy and microfabric: clues to their origin and evolution. *Geological Society Special Publication*, 46: 141-164.
- [C3] Kozłowska A., 1997. Cementy węglanowe w piaskowcach górnokarbońskich w północno-zachodniej części rowu lubelskiego. *Prz. Geol.* 45, 3: 301-304.
- [D10] Kozłowska A., 2001. Syderyty magnezowe w piaskowcach górnokarbońskich środkowej Polski. *Prz. Geol.* 49, 4: 343-344.
- [H1] Kozłowska A., 2004. Diagenеза piaskowców górnego karbonu na pograniczu rowu lubelskiego i bloku warszawskiego. *Biuletyn PIG*, 411: 5-70.
- [K20] Kozłowska A., 2014. Diagenеза skał syderytowych jury środkowej na południe od Tomaszowa Mazowieckiego. Konferencja Jurassica XI, Jurajskie utwory synkliny tomaszowskiej, Spała 9-11.10.2014, Przewodnik wycieczek terenowych, abstrakty i artykuły, 50.
- [S12] Kozłowska A., Feldman-Olszewska A., Kuberska M., Maliszewska A., Złonkiewicz Z., 2008. Skały syderytowe jury środkowej w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich a warunki ich sedimentacji i diagenезы. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa*.
- [L24] Kozłowska A., Feldman-Olszewska A., Kuberska M., Maliszewska A., 2011. Sedimentary environments and diagenesis of the Middle Jurassic siderites in the North Margin of the Holy Cross Mountains, Poland." *Book of Abstracts (eds. B. Badenas, M. Aurell, A. M. Alonso-Zarza). 28th Meeting of Sedimentology, 5-8 lipca 2011, Saragossa, Hiszpania (IAS 2011), str. 522 (on-line)*.
- [N4] Kozłowska A., Feldman-Olszewska A., Jarmołowicz-Szulc K., Kuberska M., Maliszewska A., 2013. Diagenеза syderytowych rud żelaza jury środkowej z północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i obszaru częstochowsko-wieluńskiego. *Arch. MNiSW, Warszawa*.
- Krajewski K.P., Łacka B., Kuźniarski M., Orłowski M., Prejbisz A., 2001. Diagenetic origin of carbonate in the Marhøgda Bed (Jurassic) in Spitsbergen, Svalbard. *Polish Polar Research*, 22, 2: 89-128.
- Kuźniar C., 1924. O rudach żelaznych okolic Chlewisk. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 8: 1-2.
- Kuźniar C., 1925. O rudach żelaznych okolic Stąporkowa. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 10: 6-7.
- Kuźniar C., 1928. Złoże rud żelaznych oolitowych w Parczewie. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 4, 3-4: 710-763.
- Lott G., Wong T., Duser M., Andsbjerg J., Monnig E., Feldman-Olszewska A., Verreussel R., 2010. Jurassic. In: *Petroleum geological atlas of the southern Permian Basin area (eds. H. Doornenbal, A. Stevenson A.). EAGE Publications, Houten. 173-193.*
- [L10] Maliszewska A., Kozłowska A., Kuberska M., 2006. Origin of Middle Jurassic siderite rocks from Central Poland. *Vol. Jurassica.*, 4:95-96.
- [N2] Maliszewska A., Kozłowska A., Kuberska M., 2007a. Petrologia jurajskich skał syderytowych na Niziu Polskim. *Arch. MNiSW, Warszawa*.
- [K12] Maliszewska A., Kozłowska A., Kuberska M., 2007b. Diagenеза skał syderytowych jury środkowej z centralnej i północno-zachodniej Polski. *Prz. Geol.* 55, 4: 297-298.
- Matsumoto R., Iijima A., 1981. Origin and diagenetic evolution of Ca-Mg-Re carbonates in some coalfields of Japan. *Sedimentology*, 28: 239-259.
- Mccrea J.M., 1950. On the isotopic geochemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.*, 18: 849-857.
- Morad S., 1998. Carbonate cementation in sandstone: distribution patterns and geochemical evolution. In: *Carbonate cementation in sandstones (ed. S. Morad). Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, 26: 1-26.
- Morad S., Ben Ismail H.N., De Ros L.F., Al-Aasm I.S., Sherrhini N.E., 1994. Diagenesis and formation water chemistry of Triassic reservoir sandstones from Southern Tunisia. *Sedimentology*, 41, 6: 1253-272.
- Mozley P.S., 1989. Relation between depositional environment and the elemental composition of early diagenetic siderite. *Geology*, 17, 8: 704-706.

- Mozley P.S., Hoernle K., 1990. Geochemistry of carbonate cements in the Sag River and Shublik Formations (Triassic/Jurassic), North Slope, Alaska: Implications for the geochemical evolution of formation waters: *Sedimentology*, 37, 5: 817-836.
- Mücke A., 2006. Chamosite, siderite and the environmental conditions of their formation in chamosite-type Phanerozoic ooidal ironstones. *Ore Geology Reviews*, 28: 235-249.
- Odin, G.S., 1988. The verdine facies from the lagoon off New Caledonia. In: *Green Marine Clays* (ed. G.S. Odin). *Developments in Sedimentology* 45. Elsevier, Amsterdam. 57-82.
- Osborne, M., Haszeldine, R.S., Fallick, A.E., 1994. Variation in kaolinite morphology with growth temperature in isotopically mixed pore - fluids, Brent Group, UK North Sea. *Clay Minerals*, 29: 591-608.
- Pearson M.J., 1979. Geochemistry of the Hepworth Carboniferous sediment sequence and origin of the diagenetic iron minerals and concretions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 6: 927-941.
- Postma, D., 1969. Formation of siderite and vivianite and the pore-water composition of a Recent bog sediment in Denmark. *Chemical Geology*, 31: 225-244.
- Price G.D., Sellwood B.W., 1997. „Warm” palaeotemperatures from high Late Jurassic palaeolatitudes (Falkland Plateau): Ecological, environmental or diagenetic controls? *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol.*, 129: 315-327.
- Pye K., 1981. Marshrock formed by iron sulphide and siderite cementation in saltmarsh sediments. *Nature*, 294: 650-652.
- Rezaee M.R., Schulz-Rojahn J.P., 1998. Application of quantitative back-scattered electron image analysis in isotope interpretation of siderite cement: Tirrawarra sandstone, Cooper Basin, Australia. In: *Carbonate cementation in sandstones* (ed. S. Morad). *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 26: 461-481.
- Sheldom, Retallack, 2002. Low oxygen levels in earliest Triassic soils. *Geology*, 30: 919-922.
- Stel H., 2009. Diagenetic crystallization and oxidation of siderite in red Bed (Buntsandstein) sediments from the Central Iberian Chain, Spain. *Sedimentary Geology*, 213: 89-96.
- Taupitz K. CH., 1954. Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Magmatismus und die Entstehung der Erzlager-stätte. *Chemie d. Erde*, 27, 2: 104-164.
- Taylor J. W., 1949. Petrology of the Northampton Sand Ironstone Formation. *Mem. Geol. Surv. Great Britain.*, 1-94.
- Taylor, K.G., 1990. Berthierine from the non-marine Wealden (Early Cretaceous) sediments of south-east England. *Clay Minerals*, 25:391-399.
- Taylor, K.G., 1998. Spatial and temporal variations in early diagenetic organic matter oxidation pathways in Lower Jurassic mudstones of eastern England. *Chemical Geology*, 145: 47-60.
- Turnau-Morawska M., 1961. Charakterystyka petrograficzna utworów rudonośnych wezulu łączyckiego. *Biul. Inst. Geol.*, 172: 5-69.
- Weber J.N., Williams E.G., Keith M.L., 1964. Paleoenvironmental significance of carbon isotopic composition of siderite nodules in some shales of Pennsylvanian age. *Journal of sedimentary Petrology*, 34, 4: 814-818.
- Wilson, M.J., 2013. Sheet silicates: clay minerals. *Rocks-forming minerals*. Vol. 3C. The Geological Society, London. 724 pp.
- Witkowska, M., 2012. Palaeoenvironmental significance of iron carbonate concretions from the bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesian Homocline, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 62: 307-324.
- Worden, R.H., Morad S., 2003. Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. In: *Clay minerals cements in sandstones* (eds. R.H. Worden, S. Morad). *Special Publication of International Association of Sedimentologists*, 34: 3-41.
- Zymela S., 1996. Carbon, oxygen and strontium isotopic composition of diagenetic calcite and siderite from the Upper Cretaceous Cardium Formation of Western Alberta. *Praca doktorska*. McMaster University, Canada, (on-line).

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

5.1. Instytucje zagraniczne.

5.1.1. Earth Science Institute, University of Jena, Germany

Początki współpracy naukowej z prof. dr Reinhardem Gauppem, w zakresie badań diagenety, sięgają 1995 r. podczas międzynarodowej konferencji organizowanej w Krakowie [E1] XIII International Congress on the Carboniferous and Permian. Zaowocowało to zaproszeniem do wzięcia udziału w European Workshop on Clay Mineralogy, University of Jena, Germany, Earth Science Institute w 2000 r., którego był organizatorem. W trakcie pobytu na Uniwersytecie w Jenie miałam możliwość wykonać badania mikroskopowe oraz zapoznać się z metodyką badań minerałów ilastych.

5.1.2. The Federal Institute for Geoscience and Natural Resources (BRG) in Berlin, Germany

W 1998 r. ramach współpracy z geologami z GRG w Berlinie dr N. Hoffmannem i dr W. Lindertem brałam udział w badaniach lito-genetyczno-facjalnych osadów permu i karbonu na profilach terenowych w północno-wschodniej części Niemiec. Badania były prowadzone również na materiałach wiertniczych w Core Depositories Geological Survey of the Mecklenburg-Vorpommern Sternberg.

5.1.3. Instituto Geológico de Angola (IGEO)

W latach 2006–2010 współpracowałam z zespołem osób podlegających Dyrektorowi Generalnemu Adao Neto, z Angolskiej Służby Geologicznej, w ramach realizacji projektu międzynarodowego [R1] finansowanego przez Ministerstwo Spraw Zagranicznych pt.: Wsparcie rozwoju służby geologicznej w Angoli przez Państwowy Instytut Geologiczny. Celem mojej współpracy było reaktywowanie Pracowni Petrografii w siedzibie Angolskiej Służby Geologicznej w Luandzie. Ważnym elementem był zakup aparatury: mikroskopu petrograficznego do światła przechodzącego i odbitego wraz z aparatem fotograficznym oraz mikroskopu typu lupa. Urządzenia zostały zmontowane i uruchomione przeze mnie w siedzibie Angolskiej Służby Geologicznej w Luandzie. Badania petrograficzne (mikroskopowe) prowadzone były wspólnie z Marią de Fátimā A. Luís da Cucha oraz Nuélvis Nuñez Delgado w siedzibie Angolskiej Służby Geologicznej w Luandzie, w trakcie czterech

moich pobytów w 2006, 2007, 2008 i 2009 r. oraz w Państwowym Instytucie Geologicznym-PIB w Warszawie.

5.1.4. Instytut Geologii i Geochemii Paliw Kopalnych Narodowej Akademii Nauk Ukrainy we Lwowie

W latach 2007–2010 współpracowałam z zespołem dr Andriya Poberezhskiego IGGGK NANU we Lwowie w ramach realizacji projektu międzynarodowego [R2] - Umowa między Rządem Rzeczypospolitej Polskiej a Rządem Ukrainy o współpracy w dziedzinie nauki i technologii pt.: Naftowe perspektywy poszukiwawcze i potencjał węglowodorowy utworów miocenu i mezozoiczno-paleozoicznego podłoża w przygranicznym obszarze zapadliska przedkarpackiego w Polsce i na Ukrainie. Badania litologiczno-facjalne wraz z opróbowaniem do badań prowadzono na materiałach wiertniczych w Magazynie rdzeni koło Sryja, 70 km od Lwowa. Praca w dużym zespole badawczym pozwoliła na połączenie badań petrograficznych, mineralogicznych, geochemicznych, petrofizycznych i sedimentologicznych pod kątem potencjału węglowodorowego skał. Wyniki tych badań zostały przedstawione w publikacjach [J10], [J11], [J12], [J22] indeksowanych w Journal Citation Report.

5.2. Instytucje krajowe.

5.2.1. Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy w Krakowie

Współpraca z pracownikami Instytutu Nafty i Gazu – PIB, głównie dr hab. Piotrem Suchem i dr inż. Grzegorzem Leśniakiem rozpoczęła się około 1992 r. i trwa do dzisiaj. Polega ona przede wszystkim na połączeniu badań petrofizycznych z diagenetą skał. Efektami tej współpracy była wspólna publikacja [B1] Kozłowska A., Such P., Kobyłecka A., 1998. Ewolucja przestrzeni porowej utworów karbonu radomsko-lubelskiego. *Prace PIB*, 165: 167-176 oraz liczne projekty badawcze m.in. [F1], [F3], [G6], [G8], [N1], [N3], [S13], [S18], [S28], [S41].

Moja współpraca z INiG-PIB dotyczyła również komputerowej analizy obrazu. W 2003 r. miałam możliwość wykonania pomiarów na własnych preparatach razem z dr inż. G. Leśniakiem. Zdobyta wiedza i umiejętności pozwoliły na uruchomienie aparatury do komputerowej analizy obrazu w Państwowym Instytucie Geologicznym-PIB w Warszawie. Efektem badań jest publikacja [J3] Kozłowska A., Kuberska M., 2006. Zastosowanie metody komputerowego przetwarzania i analizy obrazu w mikroskopowej analizie skał. *Przegląd Geologiczny*, 54/8: 671-673 oraz projekty badawcze [S3], [S9], [S32].

Wykonywałam również badania i opracowania na zlecenie INiG-PIB – [X2], [X3].

5.2.2. Instytut Nauk Geologicznych Państwowej Akademii Nauk, Ośrodek Badawczy w Krakowie

Dzięki współpracy z prof. dr hab. Janem Środoniem miałam możliwość wyjazdu do ING PAN w Krakowie w 1993 r. W ramach pobytu prowadziłam prace laboratoryjne dotyczące procedury wydzielania frakcji ilastej. Następnie z uzyskanych próbek wykonane zostały badania XRD. Współpraca ta zaowocowała uruchomieniem w Państwowym Instytucie Geologicznym-PIB w Warszawie Pracowni Separacji Mineralów Ilastych, którą zarządzam.

Od roku 2015 współpracuję z dr hab. Markiem Szczerbą w zakresie badań rentgenowskich w połączeniu z badaniami petrograficznymi, w ramach projektów [S27], [S40], [S41].

5.2.3. Uniwersytet im. Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie

W latach 2000–2015 współpracowałam z prof. dr hab. Stanisławem Hałasem, kierownikiem Zakładu Spektrometrii Mas w Instytucie Fizyki UMCS, w zakresie badań izotopowych. Wykonane zostały oznaczenia $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ w minerałach węglanowych oraz oznaczenia wieku K/Ar illitu autigenicznego. Połączenie wyników badań izotopowych z badaniami petrograficzno-mineralogicznymi przedstawiono w publikacjach [H1], [J1], [J6], [J7], [J9], [J18], [J25].

5.2.4. Uniwersytet Jagielloński, Wydział Geologii

Dzięki współpracy z prof. dr hab. inż. Markiem Michalikiem wykonałam, w Instytucie Nauk Geologicznych, badania w podczerwieni minerałów podgrupy kaolinitu, w latach 2005–2009, w ramach projektów [N1], [N3].

5.2.5. Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk Przyrodniczych, Instytut Nauk o Ziemi, Sosnowiec

Współpracę z prof. dr hab. Leszkiem Marynowskim polegającą na wykonaniu analizy biomarkerów, rozpoczęłam w 2020 r., w ramach projektu [S41].

5.2.6. Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo S.A.

Współpraca ze specjalistami z Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa S.A. rozpoczęła się w 1992 r. (m.in. Andrzej Rochewicz, Arkadiusz Buniak, Aleksander Protas). W oddziałach regionalnych w Wołominie, Pile i Chmielniku prowadziłam badania litologiczno-facjalne osadów karbonu, jury, kredy na rdzeniach wiertniczych i typowałam próby do badań petrograficznych. Z pobranego materiału wykonałam analizę petrograficzną, której wyniki są zamieszczone w projektach m.in. [G4], [G5], [G8], [N1], [S16], [S19], [S20] oraz publikacjach [H1], [J1], [J6], [J8], w tym we współautorstwie z A. Buniakiem [J4].

W 2020 r. współpraca z PGNiG dotyczyła realizacji projektu [W3], w ramach którego wykonałam razem z dr M. Kuberską badania diagenety osadów karbonu z otworu wiertniczego Orzesze 1.

5.2.7. Petrobaltic

W ramach realizacji projektu [U1] w latach 1996-1997, w siedzibie Petrobałtyku w Gdańsku, prowadziłam prace badawcze w zakresie litologii osadów karbonu z rdzeni wiertniczych, z otworów zlokalizowanych w polskim sektorze Bałtyku. Wytypowane próbki rdzeni poddane zostały analizie petrograficznej.

5.2.8. PGE Górnictwo i Energetyka Konwencjonalna S.A.

W ramach realizacji projektu [W1] w 2011 r. prowadziłam badania w zakresie petrografii osadów jury dolnej z otworu Kaszewy 1.

5.2.9. Gora Energy Sp. Z o.o.

Współpraca ze specjalistami z Gora Energy Sp. Z o.o. w 2013 r. polegała na wykonaniu ekspertyzy petrograficznej wspólnie z dr M. Kuberską osadów karbonu na podstawie płytek cienkich z otworów wiertniczych Siciny 1 i 2 [W2].

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

6.1. Osiągnięcia dydaktyczne.

Od 1993 roku, kilkakrotnie szkoliłam pracowników technicznych w zakresie prac laboratoryjnych dotyczących procedury wydzielania frakcji ilastej ze skał w Pracowni Separacji Mineralów Ilastych w Państwowym Instytucie Geologicznym-PIB w Warszawie.

W 2003 roku w ramach Warsztatów Petrologicznych – Badania Diagenety w Warszawie (Państwowy Instytut Geologiczny-PIB i Wydział Geologii UW) wygłosiłam referat na Wydziale Geologii Uniwersytetu Warszawskiego p.t. *Diagenetyzacja skał silikoklastycznych – cementacja minerałami ilastymi* oraz współuczestniczyłam w prowadzeniu ćwiczeń petrograficznych.

W latach 2006-2010 organizowałam i prowadziłam zajęcia z zakresu badań petrograficznych dla pracowników Angolskiej Służby Geologicznej w Państwowym Instytucie Geologicznym-PIB w Warszawie oraz w siedzibie ASG w Luandzie.

6.2. Osiągnięcia organizacyjne.

W latach 1993–1995 organizowałam Pracownię Separacji Minerałów Ilastych w Państwowym Instytucie Geologicznym-PIB w Warszawie, którą zarządzam do teraz. Wiązało się z tym przygotowanie pomieszczenia na pracownię i wyposażenie jej w aparaturę, sprzęt laboratoryjny i odczynniki chemiczne.

Od 2001 do 2021 roku byłam współorganizatorką od I do X Ogólnopolskiej Konferencji Badania Petrologiczne i Mineralogiczne w Geologii, które były organizowane w: Państwowym Instytucie Geologicznym – PIB w Warszawie - I (2001), II (2005), III (2007), IV (2009), V (2011), IX (2019), X (2021), PIG-PIB w Leszczach koło Kłodawy - VI (2013), w Sandomierzu - VII (2015) i PIG-PIB w Krakowie - VIII (2017).

W 2003 roku współorganizowałam Warsztaty Petrologiczne – Badania Diagenety, w Warszawie w Państwowym Instytucie Geologicznym - PIB i na Wydziale Geologii Uniwersytetu Warszawskiego.

W latach 2006-2010 organizowałam Pracownię Petrograficzną w Angolskiej Służbie Geologicznej w Luandzie, w Angolii. Wiązało się to z zakupem mikroskopu polaryzacyjnego z przystawką do światła odbitego i aparatem fotograficznym oraz mikroskopu o małych powiększeniach (lupa mikroskopowa) w Polsce. Zakupiony sprzęt został wysłany do Angolii i zmontowany oraz uruchomiony przeze mnie w siedzibie Angolskiej Służby Geologicznej w Luandzie.

W latach 2013-2017 byłam sekretarzem Rady Naukowej PIG-PIB. Do moich obowiązków należało m.in. sporządzanie Protokołów z posiedzeń Rady. Od 2017 do teraz (kadencja 2017-2021) jestem członkiem z wyboru Rady Naukowej PIG-PIB oraz członkiem Komisji Organizacyjno-Ekonomicznej w tej Radzie. Do zadań komisji należy m.in. opiniowanie kandydatów na funkcje kierownicze oraz planów i sprawozdań finansowych PIG-PIB.

Od 1992 roku kierowałam 14 projektami, w których zespół wykonawców liczył od 2 do 6 osób. Było to 12 projektów naukowo-badawczych finansowanych przez MNiSW [G5-G7; G9; G11; S3; S9; S12; S18; S19; S32; S33] oraz 2 granty (lata 2007-2013) finansowane przez NCN [N3; N4]. Projekty realizowane były przez pracowników PIG-PIB przy współpracy ze specjalistami z innych jednostek naukowych m.in. INiG-PIB w Krakowie, PAN w Krakowie, Uniwersytet Jagielloński, PGNiG w Wołominie i Pile.

6.3. Osiągnięcia popularyzujące naukę.

Jestem autorką i współautorką 9 artykułów popularno-naukowych w czasopismach:

[T1] Maliszewska A., **Kozłowska A.**, 2003. Diageneza piaskowców górnego karbonu. Przegląd Eureka, 3, 13: 14.

[T2] **Kozłowska A.**, Kuberska M., 2006. Zachodnia Anatolia – geotermalny rejon Turcji. Przegląd Geologiczny, 54, 4: 296-297.

[T3] **Kozłowska A.**, 2012. Kamień budowlany w zabytkach czeskiej Pragi. Przegląd Geologiczny, 60, 3:145-147.

[T4] **Kozłowska A.**, Jarmołowicz-Szulc K., 2015. Kamień w zabytkowych budowlach Brisbane (Australia). Przegląd Geologiczny, 63, 6: 345-347.

[T5] Jarmołowicz-Szulc K., **Kozłowska A.**, 2016. Wulkanizm rejonu Auckland, Nowa Zelandia. Przegląd Geologiczny, 64, 2: 101-105.

[T6] **Kozłowska A.**, Jarmołowicz-Szulc K., 2017. Jeden z siedmiu naturalnych cudów świata – Góra Stołowa w RPA. Przegląd Geologiczny 65, 10: 625-628.

[T7] Jagielski G., Jankowski L., Kiersnowski H., Kijewska S., **Kozłowska A.**, Krzyżak E. i inni (14 Autorów), 2019. Koncesje na poszukiwanie, rozpoznawanie oraz wydobywanie złóż ropy naftowej i gazu ziemnego w Polsce w 2019 i 2020 roku – postępowanie przetargowe i przetarg inwestorski. Przegląd Geologiczny, 67, 12: 938-960.

[T8] Jagielski G., Kiersnowski H., Kijewska S., **Kozłowska A.**, Krzyżak E., Kuberska M., Laskowicz R., Roszkowska-Remin J., Smajdor Ł., Wesołowski M., Wójcik K., Żuk T. i inni (12autorów), 2019. Ropa naftowa i gaz ziemny w Polsce: postępowanie przetargowe i przetarg inwestorski (open door) na koncesje węglowodorowe w 2019 i 2020 roku". Zeszyty Naukowe Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią Polskiej Akademii Nauk, 108: 127–140.

[T9] Jarmołowicz-Szulc K., **Kozłowska A.**, 2021. 155 lat od odkrycia diamentów w Afryce Południowej - złoża kimberlitowe i aluwialne w rejonie Kimberley. Przegląd Geologiczny, 69, 3: 174-178, 202.

W latach 2012-2013 współuczestniczyłam w scenariuszu i organizacji Wystawy pt. *Islandia – wyspa czterech żywiołów*, w Państwowym Instytucie Geologicznym-PIB w Warszawie

W 2014 byłam współautorem broszury informacyjnej pt. *Hydrocarbons from unconventional resources - shale gas and oil, tight gas, coal bed methane*. PGI-NRI Offer science& research.

W 2017 roku wygłosiłam, we współautorstwie z prof. dr hab. A. Maliszewską i dr M. Kuberską, referat pt. *O badaniach skał syderytowych jury środkowej Kujaw zainicjowanych przez profesora Jerzego Znoskę*, na Sesji naukowej poświęconej pamięci Profesora Jerzego Znoski w PIG-PIB w Warszawie.

W 2019 roku, z okazji obchodów 100 lecia Instytutu, współuczestniczyłam w organizacji Wystawy na ogrodzeniu Państwowego Instytutu Geologicznego-PIB w Warszawie pt. *Surowce mineralne Polski pod mikroskopem*.

W 2019 byłam współautorem folderu reklamowego i broszury informacyjnej pt. *Oil and Gas in Poland: 5 Tender Blocks*.

W 2020 roku uczestniczyłam w realizacji filmu z cyklu *Kopernik była kobietą*, odcinek 17 pt. *Piasek*. Mój udział polegał na przygotowaniu różnych próbek piasków i zaprezentowaniu ich w skali makro i mikro (pod mikroskopem).

7. Oprócz kwestii wymienionych w pkt. 1-6, wnioskodawca może podać inne informacje, ważne z jego punktu widzenia, dotyczące jego kariery zawodowej.

7.1. Omówienie osiągnięć naukowo-badawczych nie będących podstawą ubiegania się o stopień doktora habilitowanego.

Problematyka naukowa moich osiągnięć naukowo-badawczych obejmuje badania petrograficzne, mineralogiczne i geochemiczne w osadach różnego wieku. Podstawowym narzędziem mojej pracy jest mikroskop polaryzacyjny. Od lat 90-tych XX wieku powszechnie w badaniach stosuję: analizę katodoluminescencyjną (CL), badania inkluzji fluidalnych (FI), badania w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM), analizę rentgenowską (XRD), analizę w podczerwieni (IR) oraz komputerową analizę obrazu. Do ważnym badań należą oznaczenia izotopowe: węgla i tlenu w minerałach węglanowych, tlenu, siarki i strontu w minerałach siarczanowych, wieku K/Ar w autigenicznym illicie. Ponadto ważnym aspektem

moich badań jest ocena właściwości zbiornikowych skał klastycznych w oparciu o analizę petrofizyczną.

Przed uzyskaniem stopnia doktora

W latach 1986–1992 zajmowałam się petrografią prekambryjskich skał magmowych i metamorficznych z obszaru północno-wschodniej Polski, jako współwykonawca w ramach projektów [G1] i [G2].

W okresie 1989–1990 uczestniczyłam w badaniach składu mineralnego szlichów z rejonu Kudowy jako współwykonawca w ramach projektu [G3]. Celem projektu było przygotowanie zdjęcia szlichowego Sudetów.

Od 1991 prowadzę badania karbońskich skał osadowych. Głównym obszarem badań była północno-zachodnia część rowu lubelskiego oraz blok warszawski. W późniejszym okresie badania objęły również centralną część rowu lubelskiego. Prace były realizowane w ramach projektów PSG [G4], [G8] i grantu (kierownik prof. dr hab. M. Narkiewicz) [F1], w których byłam jednym z wykonawców oraz kilku projektów naukowo-badawczych [G5], [G6], [G9], [G11], których byłam kierownikiem i głównym wykonawcą. W latach 2000-2002 byłam głównym wykonawcą grantu promotorskiego (kierownik prof. dr hab. A. Maliszewska) [F3], którego efektem końcowym była moja rozprawa doktorska. Dotyczyła ona diagenetyzacji piaskowców karbonu górnego (pensylwanu) z 10 otworów wiertniczych usytuowanych na pograniczu bloku warszawskiego i rowu lubelskiego (północno-zachodnia część). Głównymi składnikami spoiwa badanych piaskowców są detrytyczne minerały ilaste oraz minerały autigeniczne, takie jak: kwarc, kaolinit i węglany. Lokalnie w znacznych ilościach występują: illit autigeniczny, chloryt autigeniczny, wodorotlenki żelaza i hematyt. Siarczany i piryt stanowią nieznaczny procent spoiwa. Cement kwarcowy tworzy dwie generacje obwódek syntaksjalnych na ziarnach kwarcu. Wyróżniłam dwa typy morfologiczne kaolinitu: robakowaty – wczesnodiagenetyczny, który występuje głównie w górnych częściach profili utworów karbońskich i blokowy, tworzący się w późniejszych etapach diagenetyzacji, dominujący na większych głębokościach. Na głębokości większej od 3000 m, lokalnie nieco płycej, występują przerosty kaolinitu z dickitem, w których zawartość dickitu wynosi przeciętnie około 20%. Oznaczenia wieku K/Ar we włóknistym illicie wskazują na początki jego krystalizacji od 205,4 do 167,3 mln lat, czyli w triasie górnym i jurze środkowej. Wśród cementów węglanowych wyróżniono: syderyt i ankeryt, które występują powszechnie oraz mniej rozpowszechnione Fe-kalcyt, Fe-dolomit i dolomit. Mineral określany jako syderyt reprezentuje minerały szeregu izomorficznego $\text{FeCO}_3 - \text{MgCO}_3$.

Wyróżniłam dwie generacje minerałów z grupy syderytu: wczesną i późną. Cement wczesny tworzą drobnokrystaliczny syderoplesyt lub syderyt, często w postaci romboedrów oraz sferolitów. Cement późny jest wzbogacony w magnez i reprezentuje syderoplesyt, sporadycznie pistomesyt, miejscami wykształcone w formie romboedrów. Najważniejszymi procesami diagenetycznymi działającymi w badanych piaskowcach są kompakcja, która zredukowała przeciętnie około 41% porowatości pierwotnej i cementacja, która zredukowała przeciętnie około 36%. Do ważnych procesów diagenetycznych wywierających wpływ na porowatość piaskowców należy również rozpuszczanie, którego efektem jest powstanie wtórnej porowatości w skale (maksymalnie około 7%). W historii diagenезы piaskowców karbońskich wyróżniono dwa etapy: eo- i mezodiagenезę, na co wskazują krzywe pogrzebienia. W oparciu o wyniki badań izotopowych ($\delta^{18}\text{O}$ - kaolinitu, syderytu, Fe-dolomitu i ankerytu oraz anhydrytu) i analizy inkluzji fluidalnych (temperatury homogenizacji T_h – syderytu późnego, Fe-dolomitu i ankerytu) oraz uwzględniając hipotetyczną sekwencję minerałów autigenicznych spróbowałam odtworzyć ewolucję stosunków izotopowych tlenu w wodzie porowej. Na przestrzeni czasu skład izotopowy tlenu wody porowej zmieniał się stopniowo w kierunku wyższych wielkości $\delta^{18}\text{O}$ i dopiero w końcowym etapie diagenезы powrócił do niższej wartości. Na podstawie przeprowadzonych badań oceniłam, że osady karbonu w czasie diagenезы poddane były działaniu maksymalnej temperatury około 120°C.

Wyniki badań uzyskane w ramach projektów w latach 1992-2002 były prezentowane w formie referatów i posterów na konferencjach: 9 krajowych [D2-D10] i 6 zagranicznych [E1-E6]. Praca doktorska została opublikowana w 2004 roku [H1]. Ocenę właściwości zbiornikowych badanych piaskowców zawiera praca [J1], natomiast diagenезę osadów karbonu na tle historii pogrążeńowo-termicznej przedstawiono w publikacji [J2]. Wyniki badań doktoratu przedstawiłam również w publikacji z 2005 roku [I1].

W latach 1996-1997 w ramach projektu komercyjnego na zlecenie firmy Petrobaltic [U1], jako jeden z wykonawców, prowadziłam badania osadów karbonu na Pomorzu Zachodnim (11 otworów wiertniczych, w tym 3 na Morzu Bałtyckim). Badania moje koncentrowały się szczególnie na analizie spoiw skalnych w aspekcie ich przemian diagenetycznych.

W latach 1996-1998 byłam kierownikiem projektu [G7], którego celem było utworzenie komputerowej bibliografii petrograficznej Polski za lata 1965-1995.

W latach 1998-2001 w ramach grantu (kierownik prof. dr hab. T. Peryt) [F2] i projektu naukowo-badawczego [G10], wspólnie z prof. dr hab. A. Maliszewską i dr M.

Kuberska zajmowałam się analizą osadów mioceńskich z rejonu zapadliska przedkarpackiego (22 otwory wiertnicze), pod kątem ich właściwości zbiornikowych. Wyniki badań zaprezentowano w formie posteru na konferencji międzynarodowej [E7] oraz przedstawiono w publikacji [C4].

Po uzyskaniu stopnia doktora

Po uzyskaniu stopnia doktora moja działalność naukowa obejmowała, poza badaniami osadów jury środkowej, opisanymi w osiągnięciu naukowym, osady różnego wieku scharakteryzowane poniżej.

7.1.1. Badania osadów karbonu

Po doktoracie kontynuowałam badania osadów karbonu. Obszarem badań były: basen lubelski (centralna i południowo-wschodnia część), Pomorze Zachodnie oraz południowo-zachodnia część Polski.

W latach 2002-2005 prowadziłam badania diagenety i właściwości zbiornikowych w basenie lubelskim w ramach dużego projektu Państwowej Służby Geologicznej (PSG) (kierownik prof. dr hab. M. Narkiewicz) [S4], którego byłam jednym z wykonawców. W latach 2007-2009 byłam kierownikiem i głównym wykonawcą grantu [N3] w ramach którego badania objęły obszar południowo-zachodniej części rowu lubelskiego. Następnie w latach 2008-2011 byłam kierownikiem i jednym z głównych wykonawców projektu [S19]. Ważnym elementem tego projektu było powiązanie badań diagenety z wykształceniem facjalnym i stratygrafią sekwencji, które były przedmiotem badań dr M.I. Waksmundzkiej. W sumie zbadałam materiał skalny z ponad 20 otworów wiertniczych. Wyniki badań uzyskane w ramach projektów w latach 2002-2011 były prezentowane w formie referatów i posterów na konferencjach: 4 krajowych [K2-K5; K7] i 10 zagranicznych [L2; L3; L5; L8; L11; L13; L14; L20; L30; L32] oraz przedstawione w 3 publikacjach [J7], [J9] i [J28].

Od roku 2015 w ramach projektów [S27] i [S40], jako jeden z wykonawców zajmuję się petrografią i mineralogią najstarszych osadów karbonu (turnej, wizen) w basenie lubelskim. Wyniki badań przedstawiono w publikacji [J30] z tego roku.

W latach 2002–2006 prowadziłam również badania osadów karbonu na Pomorzu Zachodnim. Jako jeden z głównych wykonawców w projektach [S1], [S2], [S5] oraz grancie, którego kierownikiem była dr M. Kuberska [N1] zajmowałam się diagenetą i ewolucją przestrzeni porowej piaskowców w 14 otworach wiertniczych. W latach 2017-2019 byłam kierownikiem i głównym wykonawcą projektu [S33], w ramach którego rozszerzyłam obszar

badania na Morze Bałtyckie (3 otwory wiertnicze). Uzyskane wyniki badań były prezentowane w formie referatów i posterów na konferencjach: 4 krajowych [K8; K11; K26] i 5 zagranicznych [L1; L7; L17; L21; L29] oraz przedstawione w 3 publikacjach [J4], [J6] i [J25].

W 2006 roku rozpoczęłam badania osadów karbonu z południowo-zachodniej części Polski w ramach projektu [S11]. W latach 2013-2019 w ramach dwóch, dużych projektów Państwowej Służby Geologicznej (PSG) (kierownik dr hab. T. Podhalańska) [S23; S34], byłam wykonawcą wspólnie z dr hab. M. Sikorską-Jaworowską i dr M. Kuberską badań petrograficznych osadów karbonu pod kątem gazu zamkniętego, na monoklinie przedsudeckiej z 10 otworów wiertniczych. Wyniki badań zostały przedstawione w referacie wygłoszonym na konferencji krajowej [K20] oraz w publikacjach [J21] i [J24].

Ponadto osady karbonu były przedmiotem badań w projektach [S10] i [S14].

7.1.2. Badania osadów miocenu

W okresie 2007-2010 brałam udział w dużym, międzynarodowym projekcie [R2], który dotyczył badań osadów miocenu na obszarze zapadliska przedkarpackiego w Polsce i na Ukrainie. Wspólnie z dr M. Kuberską i prof. dr hab. A. Maliszewską wykonałyśmy badania petrograficzne, mineralogiczne i geochemiczne osadów miocenu pod kątem ich potencjału węglowodorowego. Zbadano materiał skalny z 8 otworów z obszaru Polski i 13 z obszaru Ukrainy. Oceniono, że osady miocenu w czasie diagenety poddane były działaniu temperatury <100°C. W historii diagenety wyróżniono eo- i mezodiagenetę. Oznaczenia izotopów węgla i tlenu w cementach węglanowych wskazują na ich tworzenie się w strefie mikrobiologicznej metanogenezy z wody porowej będącej mieszniną wody morskiej i meteorycznej. Wartości $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ w kalcycie sugerują, że radiogeniczny stront był dostarczony do osadu wodami z lądu. Lepszymi właściwościami zbiornikowymi charakteryzują się piaskowce z obszaru Polski, w porównaniu z piaskowcami z obszaru Ukrainy. Wyniki badań uzyskane w ramach projektu były prezentowane w formie referatów i posterów na konferencjach: 4 krajowych [K6; K9; K15; K23] i 5 zagranicznych [L16; L18; L19; L23; L27] oraz przedstawione w 4 publikacjach [J10], [J11], [J12] i [J22].

7.1.3. Badania osadów jury dolnej

Od 2008 roku rozpoczęłam badania osadów jury dolnej pod kątem ich właściwości zbiornikowych jako jeden z wykonawców osadów mezozoicznych obszaru niecki łódzko-miechowskiej – projekt [S13]. W latach 2009-2011 byłam kierownikiem i głównym

wykonawcą projektu [S18], który obejmował obszar Niżu Polskiego. W piaskowcach jurajskich wśród węglanowych minerałów diagenetycznych wyróżniono: Fe-dolomit/ankeryt, dwie generacje syderytu (minerał szeregu syderyt-magnezyt) oraz kalcyt. Wyniki oznaczeń izotopowych węgla w minerałach węglanowych wskazują na ich wytrącanie się w strefie mikrobiologicznej metanogenezy. Wartości $\delta^{18}\text{O}$ syderytu, kalcytu i ankerytu wskazują na wytrącanie się tych minerałów z wody porowej wzbogaconej w izotop ^{18}O w porównaniu z wodą, z której wytrącał się syderyt wczesny. Piaskowce jurajskie charakteryzują się bardzo dobrymi i dobrymi właściwościami filtracyjnymi. Dominuje w nich porowatość pierwotna, która często przekracza 20%, a przepuszczalność mieści się w przedziale od 0,001 do 1930,756 mD. Do najważniejszych procesów diagenetycznych działających w piaskowcach należą: kompaktacja, cementacja i rozpuszczanie. Kompaktacja zredukowała porowatość pierwotną przeciętnie o około 30%, a cementacja o około 21%. Wyniki badań tego projektu przedstawiłam w publikacji [J18] oraz na konferencji międzynarodowej [L22] i krajowej [K18].

7.1.4. Badania osadów permu

W latach 2008-2010 wspólnie z dr M. Kuberską wykonałam analizę petrograficzną rozszerzoną o dodatkowe badania (CL, SEM, XRD) skał czerwonego spągowca z czterech otworów wiertniczych z zachodniej części monokliny przedsudeckiej. Wykonane badania pozwoliły na wyciągnięciu wniosku, że zmienne zabarwienie skał (czerwonobrunatne i jasnoszaro-zielonkawe, plamiste) ma związek ze zmianami Eh i pH w obrębie osadów w trakcie zachodzących przemian diagenetycznych. Badania były prowadzone w ramach projektu [S17], a wyniki badań przedstawione zostały w publikacji [J13].

W latach 2018-2019 wspólnie z dr M. Kuberską w ramach projektu [S37] wykonałam analizę petrograficzną skał cechsztynu z otworu wiertniczego Mostno-1. Wyniki badań zostały przedstawione w publikacji [J29] oraz na konferencji zagranicznej [L33].

7.1.5. Badania osadów ordowiku i syluru

W latach 2013-2019 w ramach dwóch, dużych projektów Państwowej Służby Geologicznej (PSG) (kierownik dr hab. T. Podhalańska) [S23; S34], byłam współwykonawcą, razem z dr M. Kuberską i dr hab. M. Sikorską-Jaworowską, analiz: petrograficznej i mineralogicznej osadów ordowiku i syluru w aspekcie obecności ropy i gazu łupkowego. Badania obejmowały trzy obszary: obniżenie bałtyckie (10 otworów wiertniczych), obniżenie podlaskie (7 otworów) i obszar lubelski (10 otworów). Badania skał niższego paleozoiku

dowodzą ich dużego podobieństwa zarówno pod względem składu mineralogicznego, jak i podatności na procesy hydraulicznego kruszenia. Wyniki badań zostały przedstawione w publikacjach [J23] i [J24] oraz na konferencji międzynarodowej [L31].

7.1.6. Badania osadów ediakaru

W latach 2016-2017 wspólnie z dr hab. M. Sikorską-Jaworowską i dr M. Kuberską wykonałam analizę petrograficzną rozszerzoną o dodatkowe badania (CL, SEM, XRD) skał ediakaru, w nowo odwierconym otworze wiertniczym Bibiela PIG 1 – projekt [S29]. Badania wykazały, że skały ediakaru są silnie zdiagenezowane i zdeformowane oraz spękanne. Oszacowano, że skały te zostały przeobrażone w warunkach późnej diagenety, w maksymalnej temperaturze szacowanej na ok. 160°C. Wyniki badań zostaną przedstawione w referacie wygłoszonym na X Ogólnopolskiej Konferencji (15-16.04.2021 r., w PIG-PIB Warszawie) oraz w publikacji w tomie 69, numerze 7 Przeglądu Geologicznego, w którym będą zamieszczone artykuły związane z konferencją.

7.1.7. Badania osadów różnego wieku

W latach 2008-2012 w ramach dwóch dużych projektów [S16; S20] dotyczących rozpoznania formacji i struktur do bezpiecznego składowania CO₂ uczestniczyłam w badaniach osadów: karbonu, permu, jury i kredy. Wyniki badań są zamieszczone w publikacji [J8] oraz były zaprezentowane na konferencjach krajowych [K16; K19] i zagranicznej [L25].

Od 2015 roku uczestniczę w projektach Państwowej Służby Geologicznej (PSG) – Zabezpieczenie stratotypowych odcinków rdzeni wiertniczych, w ramach których zbadałam osady karbonu w otworze Łączna IG 9 [S28] i osady kredy dolnej (wspólnie z dr M. Kuberską) w otworze Strzelno IG 1 [S41]. Od 2021 roku przedmiotem moich badań są osady karbonu z otworu Lublin IG 2 [S46].

7.1.8. Inne badania

W 2003 roku rozpoczęłam wdrażanie metody komputerowego przetwarzania i mikroskopowej analizy obrazu skał w ramach projektów, których byłam kierownikiem [S3; S9; S32].

Od 2006 roku w ramach projektów Państwowej Służby Geologicznej (PSG) [S6; S7; S15; S22; S36; S43] – Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego jestem autorką lub współautorką kilkunastu prac dotyczących petrografii skał różnego wieku. Charakterystyka osadów karbonu została przedstawiona jako rozdziały w

monografii [I2; I3; I4; I6; I7; I8; I9] lub jako publikacje [J5; J14; J17; J19], osadów czerwonego spągowca jako publikacje [J21; J27], osadów jury dolnej jako publikacje [J15; J16], osadów kredy dolnej jako rozdział w monografii [I5], a także osadów mezoproterozoiku jako rozdział w monografii [I10].

Od 2014 roku w ramach projektów Państwowej Służby Geologicznej (PSG) [S24; S25; S30; S44] uczestniczę w przygotowaniu materiałów z zakresu petrografii i właściwości zbiornikowych osadów karbonu na potrzeby postępowań prowadzonych w celu udzielenia koncesji węglowodorowych. Wspólnie z dr M. Kuberską byłyśmy redaktorkami tomu obszaru przetargowego Żabowo.

W latach 2015-2017 byłam współwykonawcą projektu Państwowej Służby Geologicznej (PSG) [S31], którego celem była integracja danych geologiczno-złożowych dotyczących systemów węglowodorowych Polski (kierownik dr A. Becker). W projekcie zajmowałam się analizą danych petrofizycznych osadów karbonu i permu. Uzyskane dane były wykorzystane do sporządzenia szeregu map, m.in. rozkładu porowatości i przepuszczalności oraz perspektywiczności węglowodorowej.

W latach 2015–2019 w ramach projektów Państwowej Służby Geologicznej (PSG) [S25; S35; S38] uczestniczyłam w odbiorze rdzeni wiertniczych i opiniowaniu dokumentacji geologicznych otworów z obszarów objętych koncesjami na poszukiwanie i rozpoznawanie lub wydobywanie złóż węglowodorów.

W latach 2019-2020 byłam jednym z wykonawców projektu Państwowej Służby Geologicznej (PSG) [S39], obejmującego rewaluację stanu rozpoznania geologicznego kraju pod kątem poszukiwań i wydobywania węglowodorów i rud metali. W ramach tematu opracowałam zbiorczą charakterystykę petrograficzną osadów karbonu z obszarów: basenu pomorskiego, strefy mazowieckiej, basenu lubelskiego i południowo-zachodniej Polski, pod kątem poszukiwań i wydobywania węglowodorów. Szczególnie zwrócono uwagę na osady występujące na większych głębokościach.

7.1.9. Projekty komercyjne

W 2011 uczestniczyłam w projekcie, na zlecenie PGE Górnictwo i Energetyka Konwencjonalna S.A. [W1] (kierownik dr E. Szykaruk), którego celem było wykonanie prac badawczych, prac niezbędnych do zorganizowania, wykonania i interpretacji badań geologicznych służących do wytypowania optymalnej struktury geologicznej dla lokalizacji podziemnego składowania dwutlenku węgla. W ramach projektu wykonałam analizę petrograficzną osadów jury dolnej z odwierconego otworu Kaszewy 1.

W 2013 w ramach projektu na zlecenie Gora Energy Sp. z o.o [W2] wykonałam wspólnie z dr M. Kuberską ekspertyzę petrograficzną 36 próbek skał karbońskich z otworów wiertniczych Siciny IG 1 i Siciny 2, która obejmowała opis petrograficzny płytek cienkich i wykonanie z nich mikrofotografii, które zestawiono na tablicach fotograficznych wraz z opisem.

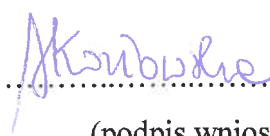
W 2020 uczestniczyłam w projekcie na zlecenie PGNiG [W3] pt.: Zapewnienie serwisu badań specjalistycznych podczas realizacji otworu wiertniczego Orzesze-1 (kierownik dr J. Jureczka). W ramach projektu zbadalam wspólnie z dr M. Kuberską 100 próbek skalnych. Wykonana została analiza petrograficzna wraz z dokumentacją fotograficzną, analiza przełamu skalnego w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM), komputerowa analiza obrazu oraz analiza mikroszczelinowości.

7.2. Podsumowanie dorobku naukowo-badawczego (łącznie z pozycjami ujętymi w pkt. 4)

Tabela 1. Wykaz dorobku naukowo-badawczego przed i po uzyskaniu stopnia doktora;
WoS – Web of Science; JCR – Journal Citation Report; * stan na 07.04.2021 r.

DOROBEK NAUKOWO-BADAWCZY	Przed doktoratem	Po doktoracie	RAZEM
Sumaryczna liczba punktów MNiSW: Przed rokiem 2019, na rok wydania/na rok 2019 Lata 2019-2021	b.d./100 -	680/1785 340	680/1885 340
Sumaryczny IF	-	5.640	5.640
Sumaryczny 5-letni IF	-	5.512	5.512
Indeks Hirscha wg bazy WoS*	-	2	2
Indeks Hirscha wg bazy Scopus*	-	6	6
Indeks Hirscha wg bazy Google Scholar*	-	6	6
Sumaryczna liczba cytowań wg WoS*/ w tym bez autocytowań	-	15/10	15/10
Sumaryczna liczba cytowań wg Scopus*/ w tym bez autocytowań	-	112/65	112/65
Sumaryczna liczba cytowań wg Google Scholar*	-	134	134
Sumaryczna liczba publikacji z monografią i rozdziałami w monografiach	5	41	46

Publikacje w czasopismach z listy JCR	-	7	7
Publikacje w czasopismach z bazy WoS/Scopus/ Google Scholar	0/3/8	7/38/53	7/41/61
Artykuły popularno-naukowe zamieszczone w bazie Scopus	-	4	4
Materiały konferencyjne zamieszczone w bazie Scopus	-	2	2
Publikacje z listy A MNiSW	-	8	8
Publikacje z listy B MNiSW	3	47	50
Publikacje z lat 2019-2021 z wykazu MNiSW	-	7	7
Opublikowane monografie naukowe	-	1	1
Opublikowane rozdziały w monografiach	1	10	11
Członkostwo w radach redakcyjnych monografii	-	2	2
Opublikowane artykuły w czasopismach naukowych	4	30	34
Opublikowane artykuły w materiałach pokonferencyjnych, zagranicznych (Proceedings)	-	1	1
Opublikowane artykuły popularno-naukowe	-	9	9
Wystąpienia i współautorstwo (poster/referat) na konferencjach krajowych	2/8	10/16	12/24
Wystąpienia i współautorstwo (poster/referat) na konferencjach międzynarodowych	7/0	26/7	33/7
Recenzje artykułów	-	10	10
Kierowanie projektami/grantami	5/0	7/2	12/2
Realizacja/współrealizacja projektów naukowo-badawczych i Państwowej Służby Geologicznej (PSG)/grantów	11/3	46/4	57/7
Projekty na zlecenie firm i ekspertyzy	1	6	7
Udział w programach międzynarodowych	-	2	2
Współorganizacja konferencji/warsztatów krajowych	1/0	9/1	10/1
Nagrody za pracę naukową i odznaczenia	-	5	5

.....

 (podpis wnioskodawcy)