

PRACE
PAŃSTWOWEGO
INSTYTUTU
GEOLOGICZNEGO

Katalog basenów sedymentacyjnych Polski
Catalogue of sedimentary basins of Poland

Pod redakcją naukową
Marka Narkiewicza, Anny Becker, Marka Jasionowskiego

Tom 207

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Warszawa 2023

Autorzy opisów poszczególnych basenów:

Zbigniew CYMERMAN¹, Jacek GRABOWSKI², Marek JASIONOWSKI², Jacek KASIŃSKI²,
Hubert KIERSNOWSKI², Michał KROBICKI³, Krzysztof LESZCZYŃSKI²,
Marek NARKIEWICZ², Jolanta PACZEŚNA², Tadeusz PERYT²

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

³ AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Adama Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

SPIS TREŚCI

Wstęp	9
Metodyka – <i>Marek Narkiewicz, Anna Becker, Marek Jasionowski</i>	10
Pojęcie basenu sedymentacyjnego i basenu naftowego	10
Kryteria wydzielenia basenów	11
Baseny nałożone (potomne)	11
Baseny a górotwory i terrany tektonostratygraficzne	13
Problem zmetamorfizowanych serii osadowych	13
Elementy opisu basenów	14
Nazwa	14
Plan strukturalny	14
Ogólny charakter basenu	14
Wiek	14
Powierzchnia wychodni	15
Zasięg regionalny	15
Wypełnienie osadowe	15
Geneza	15
Uwagi	16
Literatura	16
Literatura	16
Opisy basenów	18
Pozasudeckie baseny ediakarskie – <i>Marek Narkiewicz</i>	18
Ediakarski basen górnośląski	19
Ediakarski basen małopolski	20
Pozasudeckie baseny wczesnopaleozoiczne	21
Basen podlasko-lubelski – <i>Jolanta Paczeńska, Marek Narkiewicz</i>	22
Basen bałtycki – <i>Jolanta Paczeńska, Marek Narkiewicz</i>	23
Wczesnopaleozoiczny basen bloku górnośląskiego – <i>Marek Narkiewicz</i>	24
Wczesnopaleozoiczny basen bloku małopolskiego – <i>Marek Narkiewicz</i>	25
Wczesnopaleozoiczny basen bloku łysogórskiego – <i>Marek Narkiewicz</i>	27
Wczesnopaleozoiczny basen bloku pomorskiego – <i>Marek Narkiewicz</i>	28
Baseny eksternidów waryscyjskich i przedpola waryscyjdów – <i>Marek Narkiewicz</i>	29

Dewoński basen lubelski	30
Karboński basen płocko-lubelski	31
Dewońsko-karboński basen górnośląski	32
Dewońsko-karboński basen małopolski	33
Dewońsko-karboński basen łysogórski	34
Basen pomorski	35
Baseny eksternidów waryscyjskich	36
Baseny sudeckie internidów waryscyjskich	38
Basen bardzki – <i>Zbigniew Cyerman</i>	39
Basen bożkowski – <i>Zbigniew Cyerman</i>	40
Basen głuchołaski – <i>Zbigniew Cyerman</i>	40
Basen kaczawski – <i>Zbigniew Cyerman</i>	41
Basen łużycki – <i>Zbigniew Cyerman</i>	42
Paleozoiczny basen północnosudecki – <i>Zbigniew Cyerman, Hubert Kiersnowski</i>	43
Basen sowiogórski – <i>Zbigniew Cyerman</i>	44
Basen strzeliński – <i>Zbigniew Cyerman</i>	45
Basen śródsudecki – <i>Zbigniew Cyerman</i>	45
Basen świebodzicki – <i>Zbigniew Cyerman</i>	47
Basen zgorzelecki – <i>Zbigniew Cyerman</i>	48
Baseny permskie	49
Wschodni basen przedsudecki – <i>Hubert Kiersnowski</i>	51
Basen Zielona Góra–Borzęcin – <i>Hubert Kiersnowski</i>	52
Basen Pniewy–Książ Wielkopolski – <i>Hubert Kiersnowski</i>	53
Basen Sławkowa – <i>Hubert Kiersnowski</i>	54
Basen Liplas–Tarnawa – <i>Hubert Kiersnowski</i>	55
Centralny basen czerwonego spągowca górnego – <i>Hubert Kiersnowski</i>	56
Basen podlaski – <i>Hubert Kiersnowski</i>	57
Basen słupecki – <i>Hubert Kiersnowski</i>	58
Basen warmiński – <i>Hubert Kiersnowski</i>	59
Polski basen cechsztyński – <i>Tadeusz Peryt</i>	60
Baseny mezo-kenozoiczne pozakarpackie	62
Mezozoiczny basen Nizy Polskiego – <i>Krzysztof Leszczyński</i>	64
Basen opolski – <i>Krzysztof Leszczyński</i>	66
Kredowy basen śródsudecki – <i>Krzysztof Leszczyński</i>	67
Kredowy basen północnosudecki – <i>Krzysztof Leszczyński</i>	68
Paleogeńsko-neogeński basen Nizy Polskiego – <i>Jacek Kasiński</i>	69
Baseny karpackie	70
Baseny tatrzańskie – <i>Jacek Grabowski</i>	71
Baseny pienińskie – <i>Jacek Grabowski, Michał Krobicki</i>	72
Basen podhalański – <i>Jacek Grabowski</i>	74

Baseny Karpat zewnętrznych – <i>Jacek Grabowski, Michał Krobicki</i>	75
Basen przedkarpacki – <i>Marek Jasionowski</i>	77
Basen orawsko-nowotarski – <i>Jacek Grabowski</i>	78
Basen nowosądecki – <i>Jacek Grabowski</i>	79
Podsumowanie i wnioski – <i>Marek Narkiewicz, Anna Becker, Marek Jasionowski</i>	81
Summary	82
Indeks basenów	85
DODATEK – Zestawienie podstawowych cech basenów sedymentacyjnych Polski	87

*Natura, poddawana różnym czynnikom sprawczym
o wzajemnie krzyżujących się wpływach,
niełatwo poddaje się wrodzonej tylko człowiekowi
skłonności do porządkowania i klasyfikacji
(Dadlez, 1989)*

Marek NARKIEWICZ, Anna BECKER, Marek JASIONOWSKI (redakcja naukowa)¹

KATALOG BASENÓW SEDYMENTACYJNYCH POLSKI

Abstrakt. Na obszarze Polski wyróżniono 48 basenów sedymentacyjnych obejmujących utwory od ediakaru po pliocen. Opierając się głównie na dostępnych opracowaniach publikowanych, w tym kartograficznych, określono granice basenów, stosując oprogramowanie ArcGIS, a także zestawiono krótkie opisy poszczególnych jednostek. W opisach zarysowano ich zasadnicze cechy: plan strukturalny, wiek wypełnienia osadowego i jego charakterystykę, powierzchnię wychodni, zasięg regionalny na tle elementów tektoniki i paleogeografii oraz genezę. Baseny zaliczono do czterech ogólnych kategorii regionalnych: baseny epikontynentalne (24), włączone w górotwór (14), śródgórskie (4) i związane z terranami (6). Większość opisanych jednostek (32) należy do basenów wychodzących poza granice Polski. Powierzchnia wychodni basenów (w granicach kraju) mieści się w szerokim zakresie: od 11 km² (basen zgorzelecki) do 284 761 km² (mezozoiczny basen Nizżu Polskiego), przy średnim obszarze 27 290 km². Nieliczne baseny (w zależności od interpretacji podłoża: 9–15) są rozwinięte bezpośrednio na fundamencie krystalicznym, znaczna większość została nałożona na jednostki powstałe wcześniej, nierzadko w wyniku reaktywacji dawniejszych ram tektonicznych. Głównie na podstawie prac publikowanych przedstawiono zarys genezy poszczególnych basenów, a także wstępnie zaliczono je do ośmiu kategorii genetycznych: obrzeże pasywne, pasmo fałdowo-nasuwcze, basen: przedgórski, przedłukowy, *pull-apart*, śródkratoniczny, ryftowy i załukowy. Baseny poligenetyczne, o wieloetapowej historii rozwoju, zaliczono do kategorii odnoszącej się do etapu inicjacji basenu. Luki w rozpoznaniu niektórych opisanych basenów sprawiają, że w miarę dopływu nowych materiałów badawczych może ulec zmianie ich definicja, ewentualnie nastąpi ich wewnętrzny podział regionalny lub stratygraficzny, czy też połączenie z sąsiednimi jednostkami.

Słowa kluczowe: basen sedymentacyjny, regionalizacja geologiczna, wypełnienie osadowe, subsydencja, plan strukturalny, paleogeografia.

WSTĘP

Celem pracy jest zestawienie, na podstawie spójnych kryteriów, możliwie pełnej listy basenów sedymentacyjnych wyróżnianych na obszarze Polski wraz z podstawowymi informacjami o poszczególnych jednostkach. Opracowanie takiego katalogu miało wesprzeć precyzyjną regionalizację danych gromadzonych i analizowanych w ramach zadania państwowej służby geologicznej PIG-PIB pt. „Integracja danych geologiczno-złożowych dotyczących systemów węglowodorowych Polski, ich uzupełnianie i analiza w kontekście bezpieczeństwa energetycznego”. Synteza danych o węglowodorach z obszaru kraju, ich bieżące uzupełnianie i analizowanie wymagają odpowiedniego schematu regionalizacji, co sprowadza się do zdefiniowania basenów naftowych. Wstępem do takiego schematu jest wydzielenie bardziej podstawowej kategorii geologicznej – basenów sedymentacyjnych. W ich ramach można następnie dokonywać

dalszych, bardziej szczegółowych podziałów regionalnych oraz prowadzić badania geologiczne i geofizyczne z zakresu analizy basenowej w jej wersji naftowej i podstawowej (Narkiewicz, 1991).

Katalog ten jest pierwszą w polskiej literaturze geologicznej propozycją podziału na poszczególne baseny wszystkich serii osadowych kraju (bez pokrywy czwartorzędowej). Wcześniejsze, podobne próby były oparte na odmiennych przesłankach regionalnych i stratygraficznych, niewychodzących z koncepcji basenu sedymentacyjnego i (lub) naftowego (np. Karnkowski, 1993). Z kolei nieliczne prace oparte na założeniach współczesnej analizy basenowej uwzględniały jedynie część zbadanej w Polsce pokrywy osadowej, np. obszar Nizżu Polskiego (Narkiewicz, 1998).

Również w literaturze światowej nieliczne są próby skatalogowania basenów sedymentacyjnych w granicach sze-

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa.

rzej określonych regionów geologicznych, geograficznych lub administracyjnych. Wyjątkowym przykładem takiej pracy jest „Preliminary catalog of the sedimentary basins of the United States” (Coleman, Cahan, 2012) opracowany w formie bazy danych GIS w celu zapewnienia podstawy kartograficznej dla badań związanych z sekwestracją CO₂ w USA. Zawiera on listę 144 basenów, krótko scharakteryzowanych i zlokalizowanych na schematycznych mapach na podstawie dostępnych prac publikowanych. Mapy obrazują lokalizację zgodnie z kryterium stratygraficznym, w podziale na baseny kenozoiczne, mezozoiczne, paleozoiczne i neoproterozoiczne, głównie na podstawie czasu maksymalnej subsydencji i akumulacji osadów. Rozmiary basenów mieszczą się w bardzo szerokich granicach, przy czym w niektórych przypadkach subbaseny lub małe baseny są zgrupowane w pojedynczej jednostce, np. *Basin and Range Basins* – baseny kenozoiczne w zachodniej części USA. Kilku autorów opisy basenów zawierają lokalizację geograficzną i geologiczną oraz uwagi o granicach, wraz z podaniem publikowanych źródeł informacji kartograficznej.

Niniejsze opracowanie, podobnie jak praca Colemana i Cahana (2012), jest oparte na podstawowych danych do-

stępnych w publikacjach, podanych w jednolitym układzie dla wyróżnionych 48 basenów. Części opisowej towarzyszy dostępna online² baza GIS w postaci pliku w formacie .shp (*shapefile*) w układzie współrzędnych 1992 (Państwowy Układ Współrzędnych Geodezyjnych 1992). Plik ten, poza geometrią poszczególnych basenów (wektorowe obiekty poligonowe), zawiera także tabelę atrybutów, w której podano następujące dane: nazwę, powierzchnię wychodni, plan strukturalny, charakter, wiek, źródło informacji o zasięgu basenu (publikacja, dane własne) i nazwiska autorów opisu. Zamieszczone w tekście figury z lokalizacją poszczególnych grup basenów obejmują lądowy obszar Polski oraz polską wyłączną strefę ekonomiczną na Morzu Bałtyckim. Figury te służą jedynie celom ilustracyjnym, gdyż źródłem danych o zasięgu wychodni opisanych basenów sedymentacyjnych jest załączona baza GIS.

Zasadnicza część pracy, tj. opisy poszczególnych basenów³, jest poprzedzona częścią ogólną, w której omówiono podstawowe pojęcia i kryteria podziału oraz skomentowano elementy opisów jednostek – ich swoistych metryk. W znajdującym się na końcu publikacji „Dodatku” zestawiono w formie tabeli podstawowe dane o opisanych basenach.

METODYKA

POJĘCIE BASENU SEDYMENTACYJNEGO I BASENU NAFTOWEGO

Według podręcznikowej definicji basen sedymentacyjny jest to *region długotrwałej subsydencji powierzchni Ziemi* (Allen, Allen, 2005) albo, w nieco szerszym ujęciu, *fragment skorupy ziemskiej o spójnej, zachodzącej we wspólnych ramach tektonicznych, historii subsydencji i odpowiadającym jej zapisie osadowym* (Narkiewicz, 1991, zmodyfikowane). Wedle jeszcze ogólniejszej koncepcji Ingersolla (2012) basen [...] *odnosi się do jakiegokolwiek stratygraficznej akumulacji skał osadowych lub wulkanicznych. Trójwymiarowa architektura basenów może przypominać spodek, klin, płaską pokrywę lub inne, bardziej skomplikowane kształty. Baseny mogą tworzyć się przez subsydencję podłoża, powstanie bariery zatrzymującej osad, wypełnienie wcześniej powstałego obniżenia lub przemieszczenie się obszaru źródłowego względem strefy akumulacji osadów.*

Tektoniczna subsydencja podłoża jest główną przyczyną powstawania basenów, pozostałe uwarunkowania, wymienione przez Ingersolla (2012), występują znacznie rzadziej i na ogół mają znaczenie podrzędne i (lub) akcesoryczne. Spójna historia subsydencji obejmuje określony wiek inicja-

cji basenu i zakończenia jego rozwoju na ogół w związku z wypiętrzeniem tektonicznym. Ramy tektoniczne basenu należy rozumieć jako określone struktury, np. uskoki/strefy uskokowe, szwy tektoniczne, granice płyt litosferycznych lub granice szerokopromiennych odkształceń skorupowych. „Wspólne ramy tektoniczne” są pochodną określonego mechanizmu rozwoju basenu powodującego powstawanie zlokalizowanych stref/źródeł naprężeń i odkształceń litosferycznych, np. sił działających na krawędzi płyty litosfery, ciężaru nasuwanej przyzmy orogenicznej, zaburzenia pola cieplnego płyty związanego z pióropuszami płaszcza itd. (Allen, Allen, 2005).

Termin „zbiornik sedymentacyjny (osadowy)”, używany często w opracowaniach paleogeograficznych lub facjalnych, nie jest tu traktowany jako dokładny odpowiednik terminu „basen sedymentacyjny”. Wydaje się on mieć nieco węższe znaczenie, odnosząc się przede wszystkim do procesów akumulacji osadów, a w mniejszym stopniu do tektonicznych procesów założenia basenu i zakończenia jego rozwoju.

² <https://www.pgi.gov.pl/oferta-inst/wydawnictwa/serie-wydawnicze/prace-pig/14201-prace-pig-tom-207-2023.html>.

³ Po konsultacjach językoznawczych Redakcja Wydawnictw PIG-PIB w nazwach jednostek i struktur geologicznych zawierających więcej niż jeden człon geograficzny zarekomendowała użycie nazw własnych geograficznych w mianowniku (np. basen Liplasz–Tarnawa, strefa Koszalin–Chojnice itd.), a nie jak proponowali autorzy – w dopełniaczu (np. basen Liplasz–Tarnawy, strefa Koszalina–Chojnic itd.).

Basen sedymentacyjny jest kategorią z zakresu geologii podstawowej, jednostką regionalną wydzielaną na podstawie kryteriów ściśle przyrodniczych, natomiast **basen (system) naftowy** jest jednostką definiowaną na podstawie zarówno przyrodniczej, jak i użytkowej, z uwzględnieniem realnej lub potencjalnej ropo- i gazonośności.

Basen sedymentacyjny ma skończoną historię rozwoju, obejmującą w przypadku dawnych basenów pełny cykl: od inicjacji po ustanie subsydencji tektonicznej i (lub) wypiętrzenie. Oczywiście, w odniesieniu do basenów ciągle aktywnych, rozwijających się współcześnie, brak jest zamknięcia cyklu przez zmianę wektora subsydencji.

Należy zauważyć, że w przypadku basenów naftowych zasadnicze elementy ich ropo- i gazonośności, takie jak generowanie, migracja oraz akumulacja ropy i gazu ziemnego, mogą się kształtować długo po zamknięciu cyklu wyjściowego basenu, w którym zachodziła depozycja osadów macierzystych dla węglowodorów. W konsekwencji, parametry złożowe basenu naftowego (jego system naftowy) ulegały zmianom w trakcie późniejszych etapów tektonicznego rozwoju pierwotnego wypełnienia osadowego, aż po czasy obecne. Tak więc system naftowy może uwzględniać więcej niż jeden cykl rozwoju basenów w danym regionie geologicznym. Na przykład system karbońskiego basenu płocko-lubelskiego kształtował się również po karbonie, w trakcie rozwoju basenu cechsztyńskiego, mezozoicznego i kenozoicznego basenu Niżu Polskiego. Dodatkową kom-

plikację przy definiowaniu basenu naftowego może wprowadzić lateralna migracja węglowodorów między basenami sedymentacyjnymi (Coleman, Cahana, 2012).

Baseny należące do obu ogólnych, wyróżnionych wyżej kategorii mogą pokrywać się swoim zasięgiem regionalnym, aczkolwiek w niektórych przypadkach basen naftowy obejmuje tylko część basenu sedymentacyjnego, wyodrębnioną według naftowych kryteriów poszukiwawczych i (lub) złożowych (np. produktywną i (lub) perspektywiczną część basenu sedymentacyjnego).

W niniejszej pracy do niektórych elementów opisu basenów wykorzystano „operacyjną” definicję basenu sedymentacyjnego podaną w pracy Colemana i Cahana (2012). Mówi ona o *objętości skał osadowych określonej w trzech wymiarach, której granicami są definiowalne cechy geologiczne, takie jak strefy uskokowe, zamknięcia strukturalne lub wyklinowania osadów lub skał osadowych*. Jest to definicja opisowa, która abstrahuje od przyrodniczego charakteru pierwotnych granic basenu, a koncentruje się na granicach obecnych, które mogą być (i na ogół są) efektem skomplikowanych i wieloetapowych procesów deformacji i erozji. Dzięki takiemu ujęciu jest możliwe określenie zasięgu basenów na podstawie dostępnych danych obserwacyjnych, głównie kartograficznych, bez konieczności odwoływania się do różnego rodzaju rekonstrukcji i interpretacji (por. dalej „Elementy opisu basenów” – podrozdz. „Powierzchnia wychodni” i „Zasięg regionalny”).

KRYTERIA WYDZIELANIA BASENÓW

W przypadku większości basenów polskich ich identyfikacja jest jednoznaczna i ugruntowana w literaturze – wynika z odpowiedniego rozpoznania geologicznego i geofizycznego. Wcześniejsze badania dobrze na ogół udokumentowały regionalne, określone metodami stratygraficznymi, akumulacje osadowe, o wspólnych ramach paleogeograficznych i paleotektonicznych. W kilku jednak przypadkach, dotyczących zwłaszcza osadów starszych, głębiej położonych i przez to słabiej rozpoznanych, ich przypisanie do konkretnego basenu jest utrudnione, a czasem niemożliwe. Z powodu niedostatecznego rozpoznania zrezygnowano np. z wydzielenia jako osobnego basenu preediakarskich pstrych

klastyków proterozoicznych określanych jako seria lub formacja poleska na Lubelszczyźnie (Areń, 1978, 1982). Osady te, o niejasnej pozycji stratygraficznej, stwierdzono jedynie w kilku otworach wiertniczych, co uniemożliwia choćby przybliżone okonturowanie ich wystąpień. Podobna sytuacja dotyczy słabo zmetamorfizowanych klastyków „kompleksu biebzańskiego” („jotnik”) w północno-wschodniej Polsce (Ryka, 1984) – zbyt szczątkowo rozpoznanych, by mówić o określonym basenie. Również znajdujący się w rejonie polskiej strefy Bałtyku permski rów tektoniczny określaný jako rów Gryfic lub K5 nie został uwzględniony z powodu słabego rozpoznania (por. dalej „Baseny permskie”).

Baseny nałożone (potomne)

W polskich basenach sedymentacyjnych nierzadko mamy do czynienia z sukcesją jednostek nakładających się na siebie przy zachowaniu ogólnie zbliżonego planu paleogeograficznego i (lub) ram paleotektonicznych, ale których wypełnienia osadowe są oddzielone mniejszymi lub większymi niezgodnościami. Dotyczy to m.in. basenów permsko-mezozoicznych i kenozoicznych Niżu Polskiego, czy też basenów paleozoicznych rozwiniętych na południowy zachód od strefy Teisseyre’a-Tornquista (TTZ), na platformie paleozoicznej (fig. 1). W wymienionych przypadkach

i kilku innych (np. niektóre baseny sudeckie) wyróżnianie lub grupowanie poszczególnych basenów nałożonych jest często kwestią arbitralnej decyzji. W niniejszym katalogu przyjęto zasadę, że rozdzielając takie baseny, należy kierować się głównie rangą i rozmiarami „granicznych” procesów tektonicznych i tektonosedymentacyjnych, wyrażonymi istnieniem wyraźnych niezgodności i związanej z nimi erozji. W mniej licznych przypadkach jako kryterium demarkacji uwzględniano kontrastowe zmiany zasięgu i charakteru sedymentacji. Biorąc pod uwagę te zasady, nie rozdzielono na

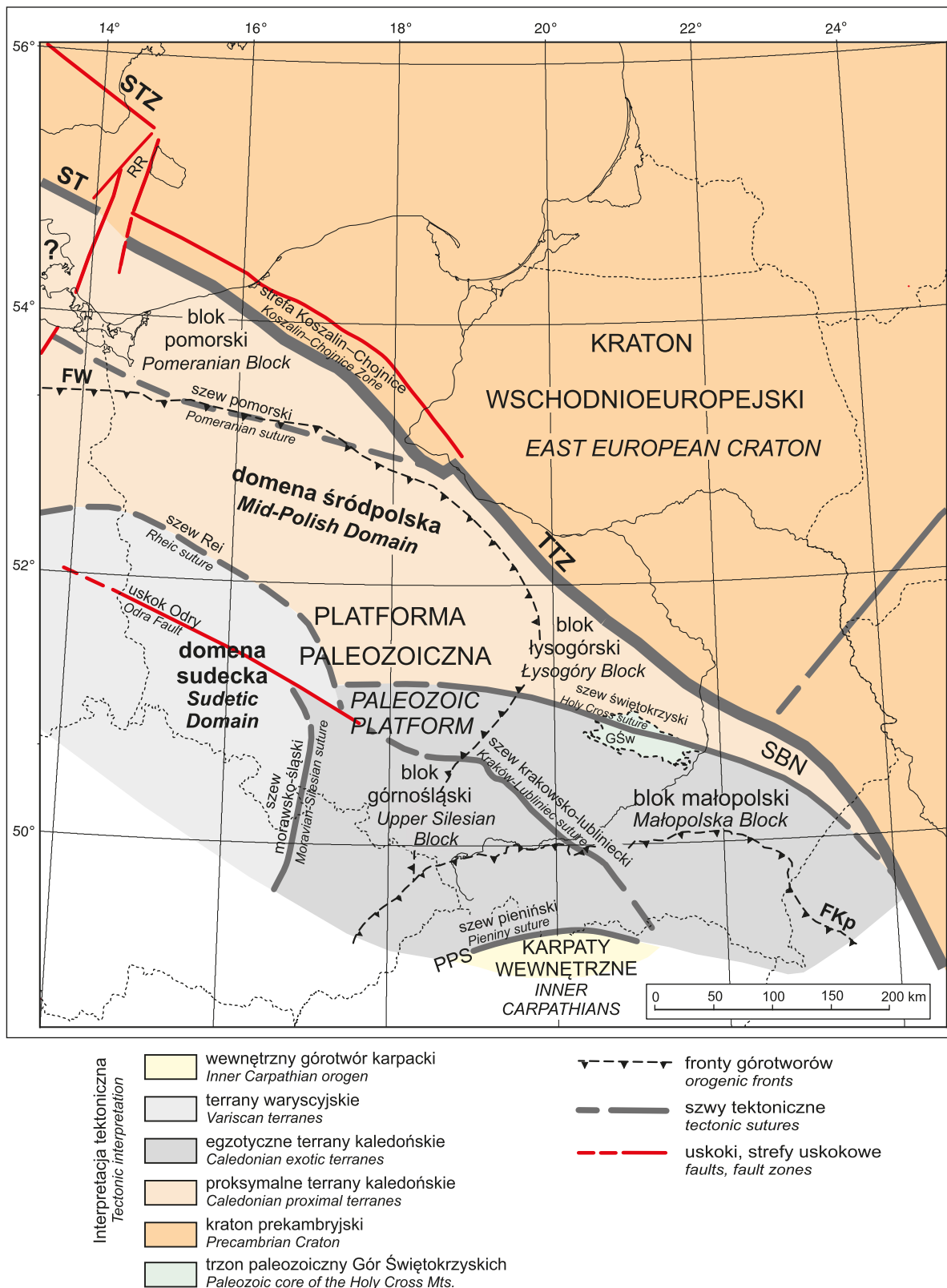


Fig. 1. Główne jednostki podłoża krystalicznego i inne wybrane elementy tektoniczne obszaru Polski (wg Narkiewicz, Petecki, 2017)

FKp – front karpacki, FW – front warwscyjski, GŚw – trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich, PPS – pieniński pas skałkowy, RR – rów Rønne, SBN – strefa Biłgoraj–Narol, ST – szew Thora, STZ – strefa Sorgenfreia-Tornquista, TTZ – strefa Teisseyre’a-Tornquista

Main units of the crystalline basement and other selected tectonic elements in the area of Poland (after Narkiewicz, Petecki, 2017)

FKp – Carpathian Front, FW – Variscan Front, GŚw – Paleozoic core of the Holy Cross Mountains, PPS – Pieniny Klippen Belt, RR – Rønne Graben, SBN – Biłgoraj–Narol Zone, ST – Thor Suture, STZ – Sorgenfrei-Tornquist Zone, TTZ – Teisseyre-Tornquist Zone

osobne baseny sukcesji mezozoicznej lub kenozoicznej Niżu Polskiego. Osobno natomiast opisano permskie baseny czerwonego spągowca dolnego i górnego Niżu, których zapis stratygraficzny oddziela znaczna luka wiekowa i towarzysząca jej niezgodność, oraz basen cechsztyński o specyficznym reżimie sedymentacji.

Należy jednak zauważyć, że w miarę postępu badań może okazać się konieczna rezygnacja z założonej w

niniejszej pracy generalizacji na rzecz podziału dokładniejszego. Dotyczy to np. wczesnopaleozoicznego basenu małopolskiego, który wydaje się obejmować co najmniej dwie osobne fazy rozwoju tektonicznego – kambryjską i młodszą. Natomiast na potrzeby ujęć bardziej syntetycznych i (lub) użytkarnych może okazać się konieczne grupowanie wyróżnionych basenów, np. przez wyróżnienie polskiego basenu permskiego lub permsko-mezozoicznego.

Baseny a górotwory i terrany tektonostratygraficzne

Budowa geologiczna Polski charakteryzuje się współwystępowaniem kilku faz rozwoju górotworów i odpowiadających im wiekowo basenów przedgórskich i innych basenów epikontynentalnych przedpola (Narkiewicz, 2021). O ile te ostatnie baseny można definiować ze znacznym stopniem dokładności, o tyle paleogeograficznie i (lub) paleotektonicznie zróżnicowane osady włączone w orogeny fałdowo-nasuwcze trudno jest przypisać do odrębnych zbiorników sedymentacyjnych, a próby takich rekonstrukcji są na ogół hipotetyczne i przez to dyskusyjne. Dotyczy to nawet młodego, dobrze odsłoniętego orogenu jakim są Karpaty, rozpoznanego w wyniku wieloletnich badań geologicznych. Można tu przywołać odmienne koncepcje basenów karpackich np. w pracach Kotańskiego (1961), Birkenmajera (1986), Nemčoka i in. (2001), Oszczytko (2006), czy też Plaśienki (2012). W związku z tym, w niniejszej pracy przyjęto, że w przypadku orogenów fałdowo-nasuwczych możliwe jest jedynie wydzielenie jednostki uogólnionej, takiej jak baseny eksternidów waryscyjskich lub Karpat zewnętrznych, baseny pienińskie i tatrzańskie. Jest to rozwiązanie podobne do przyjętego przez Colemana i Cahana (2012), którzy wyróżnili kategorię *Foreland Basins and Thrust Belts*, obejmującą zdeformowane skały orogenu nasunięte na przedpole.

Przeddewońskie osady platformy paleozoicznej na obszarze Polski tworzą skomplikowany wzór facjalno-paleogeograficzny, związany z istnieniem regionalnych nieciągłości tektonicznych o głębokich założeniach skorupowych, oddzielających bloki lub domeny podłoża krysta-

licznego (Narkiewicz, Petecki, 2017; [fig. 1](#)). W odniesieniu do obszaru położonego między TTZ a internidami waryscyjskimi (sudeckimi), przeddewoński układ depocentrów i domen sedymentacyjnych trudno jest zinterpretować inaczej niż zakładając mniejszy lub większy stopień przemieszczenia poszczególnych bloków przed ich ostateczną akrecją (Pożaryski, 1990; Franke, 1994, Kozłowski i in., 2014; Narkiewicz i in., 2015; Narkiewicz, 2021). Według takiej interpretacji, przyjętej w niniejszej pracy, baseny sedymentacyjne rozwijające się na poszczególnych blokach zostały wyrwane z wyjściowego kontekstu paleogeograficznego i tektonicznie przemieszczone, a ich granice są strefami szwów tektonicznych, odcinających mniej lub bardziej przypadkowe części basenów pierwotnych. W takich przypadkach obecny zasięg basenów wyznaczają więc nie pierwotne ich granice paleogeograficzne, ale strefy później powstałych nieciągłości tektonicznych. Na przykład, w odniesieniu do wczesnopaleozoicznego basenu bloku małopolskiego, związanego z terranem małopolskim, takimi wtórnymi granicami są uskoki (szew) świętokrzyski i uskoki (szew) Kraków–Lubliniec. Podobna, a nawet jeszcze bardziej skomplikowana sytuacja dotyczy wewnętrznego górotworu sudeckiego. Wyróżniony tam szereg niewielkich powierzchniowo basenów odpowiada w większości przypadków wychodniom silnie zdeformowanych, a nawet zmetamorfizowanych osadów i wulkanitów w ramach terranów tektonostratygraficznych (np. Cymerman i in., 1997; Mazur i in., 2006).

Problem zmetamorfizowanych serii osadowych

W przypadku silnego regionalnego metamorfizmu osadów (w strefie mezo lub kata) wyróżnianie basenu sedymentacyjnego może być nieuzasadnione w sytuacji, gdy stopień przeobrażenia uniemożliwia wiarygodne ustalenie granic, architektury depozycyjnej, wieku i (lub) uwarunkowań tektonicznych basenu. Tego rodzaju sytuację mamy np. w przypadku osadów starszego proterozoiku podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski (Krzemińska i in., 2017). Dotyczy ona również niektórych metamorficznych kompleksów sudeckich, m.in. kompleksów metaosadowych kopuły orlicko-śnieżnickiej czy też masy-

wu karkonosko-izerskiego (Mazur i in., 2006). Z drugiej jednak strony, rozpoznane na powierzchni lub w wierceniach osady o niższym stopniu metamorfizmu (epimetamorfizm, anchimetamorfizm, facja zieleńcowa), aczkolwiek trudniejsze do interpretacji w kategoriach sedymentologicznych, mogą być jednak przypisywane do określonego basenu. Przykładem jest ediakarska seria fliszowa w podłożu bloku małopolskiego zaliczana dalej do ediakarskiego basenu małopolskiego. Innych przykładów dostarczają niektóre serie epimetamorficzne Sudetów (np. baseny głuchołaski i strzeleński).

ELEMENTY OPISU BASENÓW

Wszystkie uwzględnione w katalogu baseny opisano według wspólnego schematu, chociaż elementy opisu różnią się dla poszczególnych jednostek, zgodnie z ich specyfiką, w tym różnym stopniem komplikacji i (lub) rozpoznania. Opisom poszczególnych basenów towarzyszy schematyczna

mapka indeksowa, której celem jest zlokalizowanie jednostki na tle granic Polski przez pokazanie zasięgu danego basenu lub, gdy jego rozmiary są niewspółmiernie małe, jako punktu lokalizacyjnego w postaci gwiazdki.

Nazwa

W celu większej unifikacji nazewnictwa w określeniach opisywanych jednostek jednolicie jest stosowany termin „basen” lub „baseny”. Tradycyjny polski termin „niecka” (osadowa) nie jest tu używany, gdyż w przeszłości był on stosowany do określania jednostek regionalnych o różnym charakterze – osadowych i tektonicznych (np. Książkiewicz i in., 1965). Do dzisiaj tradycyjnie określa się tym mianem zarówno baseny sedymentacyjne (np. niecka śródsudecka), jak i tektoniczne jednostki synklinalne lub o mieszanym tektoniczno-osadowym charakterze (np. niecka szczecińska; por. Narkiewicz, Dadlez, 2008). Z podobnych powodów nie są tu stosowane terminy: „zapadlisko” (np. zapadlisko przedkarpackie – Oszczytko, 1996), „rów” (np. rów Sławkowa – Kiersnowski, 1991) czy też „depresja” (np. depresja Świebodzie – Porębski, 1981). Wszystkie te określenia zastąpiono terminem „basen”.

Nazwa własna basenu na ogół została przyjęta zgodnie z dotychczasową tradycją zakorzenioną w literaturze. Wpro-

wadzenie nowych nazw jest związane z dopływem świeżych danych i lepszą definicją jednostek dotychczas słabiej rozpoznanych (niektóre baseny permskie Niżu, baseny sudeckie) lub dla podkreślenia nowego ujęcia regionalnego i (lub) stratygraficznego (stąd karboński basen płocko-lubelski dla odróżnienia od wcześniejszej koncepcji dewońsko-karbońskiego basenu lub rowu mazowiecko-lubelskiego – por. Żelichowski, 1972). W przypadku basenów nałożonych konieczne było dodanie określenia wiekowego w celu odróżnienia jednostek o takim samym lub podobnym zasięgu terytorialnym. Dotyczy to np. basenów małopolskich – ediakarskiego i dewońsko-karbońskiego oraz basenów północnosudeckich – paleozoicznego i kredowego.

Z powodów podanych powyżej (por. „Kryteria wydzielenia basenów”) jednostki włączone do górotworów określono ogólnie jako baseny eksternidów waryscyjskich, Karpat zewnętrznych, pienińskie i tatrańskie.

Plan strukturalny

Plan strukturalny jest zdefiniowany przez najstarsze ogniwo stratygraficzne (na ogół o randze systemu lub eratemu) niezgodnie przykrywające osady danego basenu. Wyróżniono następujące plany: podczwartorzędowy, podkenozoiczny, podkredowy, podmezozoiczny, podcechsztyński, podpermski, podkarboński, poddewoński i podkambrijski. W przypadku wczesnopaleozoicznego basenu bloku

łysogórskiego prawdopodobny jest związek górnej granicy osadów z niezgodnością śróddolnodewońską – niezgodnym zaleganiem pragu na lochkowie. Z kolei, dewoński basen lubelski oddziela od basenu podlasko-lubelskiego (formalnie obejmującego ediakar do syluru) wyraźna granica litofacyjna spowodowana przez zmianę reżimu sedymentacyjnego na pograniczu lochkowu i pragu (Narkiewicz, 2011).

Ogólny charakter basenu

Ten element opisu odnosi się do najogólniejszych różnic między basenami polskimi. Dotyczy następujących kategorii basenów: epikontynentalne (24), włączone w górotwór (14), śródgórskie (4) i związane z terranem (6). Kategorie te nie wykluczają się wzajemnie, np. niektóre baseny sudeckie

są jednocześnie związane z terranami, a zarazem włączone w górotwór waryscyjski. W takich mieszanych przypadkach arbitralnie przypisano dany basen do typu, który wydaje się najlepiej go charakteryzować (np. baseny sudeckie jako włączone do górotworu).

Wiek

Wiek basenu jest na ogół zdefiniowany przez przedział czasu tworzenia się wypełnienia osadowego, podany z reguły

z dokładnością do okresu lub wieku w ujęciu geochronologicznym.

Powierzchnia wychodni

Powierzchnię obliczono za pomocą oprogramowania ArcGIS 10.3 i podano w zaokrągleniu do 1 km². Należy podkreślić, że chodzi tu o obszar **wychodni** (zarówno powierzchniowych, jak i podpowierzchniowych), a więc nie odnosi się to do rekonstrukcji palinspastycznych. Rozwiązanie takie jest podyktowane pragmatyzmem, o ile bowiem na podstawie dotychczasowych badań powierzchnię wy-

chodni na ogół można określić, chociaż nie zawsze dokładnie, o tyle ustalenie pierwotnego zasięgu basenów w wielu przypadkach jest problematyczne (por. „Zasięg regionalny”). Kwestię tę dobrze ilustrują nasunięte serie osadowe w Karpatach, które trudno jest wiarygodnie przypisać do zrekonstruowanych w dwóch wymiarach basenów sedymentacyjnych.

Zasięg regionalny

Zgodnie z koncepcją opracowania brano pod uwagę baseny sedymentacyjne na obszarze Polski. Zatem w przypadku większości jednostek (32) opisano jedynie ich część znajdującą się w granicach kraju (dotyczy to również powierzchni wychodni).

Teoretycznie, granice basenu sedymentacyjnego odpowiadają pierwotnemu zasięgowi jego wypełnienia osadowego. Jednakże, warunek ten jest spełniony tylko w przypadku basenów bardzo młodych, zwłaszcza tworzących się współcześnie. Granice basenów, które uległy deformacjom tektonicznym i (lub) wypiętrzeniu, mają charakter wtórny, bowiem pierwotny zasięg pokrywy osadowej został zmieniony na skutek procesów tektonicznych i towarzyszącej im erozji. Procesy te mogły mieć wpływ zróżnicowany – od nieznacznych modyfikacji np. przez lokalne uskoki, do całkowitego przemodelowania i zatarcia pierwotnej geometrii basenu, np. w przypadku orogenów i (lub) terranów allochtonicznych.

W niniejszym opracowaniu, w celu ustalenia zasięgu basenów, wykorzystano istniejące, możliwie najbardziej aktualne mapy i atlasy geologiczne. Na ich podstawie okonturowano wychodnie udokumentowanych osadów zaliczanych do danego basenu. Zasięgi basenów graficznie przedstawio-

no na **figurach 2–9**, zaznaczając najważniejsze elementy tektoniczne i paleogeograficzne. Przy każdym opisie basenu dodano małą mapkę Polski z lokalizacją danej jednostki.

W niektórych przypadkach zastosowano generalizację, objęcie zasięgiem basenu izolowanych erozyjnych płatów serii osadowych na starszym podłożu (np. w przypadku wczesnopaleozoicznego basenu małopolskiego albo sudeckiego basenu sowiogórskiego). Z oczywistych powodów nie byłoby sensowne wydzielenie jako osobnych basenów niewielkich, izolowanych fragmentów tej samej pokrywy osadowej, rozczłonkowanej przez wtórne procesy tektoniczno-erozyjne. Wyjątkowo łączono w jeden basen mniejsze jednostki powiązane genetycznie, np. w przypadku mniejszych rowów tektonicznych składających się na baseny Pniewy–Książ Wielkopolski i Zielona Góra–Borzęcin. Podobny zabieg zastosowano w pracy Colemana i Cahan (2012), w której subbaseny lub niewielkie baseny są grupowane w jednostce o większym zasięgu.

Należy podkreślić, że zdefiniowane tu zasięgi basenów, odwzorowane zgodnie z najlepszą wiedzą autorów opisów (**fig. 2–9**), niewątpliwie w przyszłości ulegną modyfikacjom w miarę dopływu nowych materiałów terenowych i nowych badań stratygraficznych.

Wypełnienie osadowe

W tym punkcie opisu podano elementarne dane o litologii i miąższości serii osadowych wraz z powołaniem (tam, gdzie to jest możliwe) na kluczowe pozycje literatury za-

wierające pełniejsze informacje i dane bibliograficzne prac szerzej omawiających kwestie architektury depozycyjnej basenu.

Geneza

Uwarunkowania genetyczne, głównie tektoniczne basenu, przedstawiono w skrótovej formie, w nawiązaniu do najbardziej aktualnych publikowanych koncepcji geologicznych. W przypadku niektórych basenów brak jest pogłębionych interpretacji genetycznych lub istniejące interpretacje są rozbieżne. To ostatnie starano się zaznaczyć w opisie, aczkolwiek ze zrozumiałych względów niniejszy katalog nie jest miejscem na dyskusję różnych koncepcji tektonicznych. W takich przypadkach Czytelnik jest na ogół kierowany do bardziej szczegółowych opracowań.

W zbiorczej tabeli podsumowującej charakterystykę basenów („Dodatek”) przypisano każdy basen do ogólnej kategorii genetycznej zgodnie z klasyfikacją zastosowaną w pracy Evenicka (2021), w której zestawiono najnowszą globalną mapę basenów sedymentacyjnych. Wyróżniono tam osiem typów basenów: obrzeże pasywne, pasmo fałdowo-nasuwcze, b. przedgórski, b. przedłukowy, b. *strike-slip* (tu określane jako *pull-apart*), b. śródkratoniczny, b. ryftowy i b. załukowy. Z reguły kategorie genetyczne nawiązują do interpretacji podanych w opisach basenów na podstawie

cytowanej literatury. W niektórych, słabiej rozpoznanych przypadkach baseny zaliczono do typów genetycznych wstępnie i (lub) hipotetycznie.

Osobno, krótko zasygnalizowano przyczyny zakończenia rozwoju sedymentacji na ogół związanego z początkiem procesów inwersji i deformacji tektonicznych.

Uwagi

W tym punkcie podano informacje niemieszczące się w pozostałych elementach opisu, a ważne dla pełniejszej charakterystyki basenu. Dotyczą one m.in. wybranych

aspektów historii badań, relacji do innych basenów, problematycznych obserwacji, np. o zasięgu basenu, które w przyszłości mogą ulec zmianie.

Literatura

Cytowane pozycje literatury obejmują selektywny wybór prac publikowanych. Spis literatury nie ma charakteru wyczerpującego, a jego celem jest podanie kluczowych opracowań źródłowych, a także prac przeglądowych,

w których zawarto odniesienia do najważniejszych prac źródłowych. Spis podano głównie z myślą o Czytelniku, któremu ma to ułatwić pogłębienie wiedzy o skrótnie opisaną jednostkę.

LITERATURA

- ALLEN P.A., ALLEN J.R., 2005 – Basin analysis: principles and applications. 2nd ed., Blackwell Publishing, Malden.
- AREŃ B., 1978 – Problemy zróżnicowania serii osadowych na granicy kambru z prekambrem na platformie w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **309**: 29–47.
- AREŃ B., 1982 – Rozwój litologiczno-facjalny wendy górnej na obszarze wschodniej Polski. *Prz. Geol.*, **30**, 5: 225–230.
- BIRKENMAJER K., 1986 – Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, **88**: 1–32.
- COLEMAN J.L., CAHAN S.M., 2012 – Preliminary catalog of the sedimentary basins of the United States. USGS Open-File report 2012-1111, Reston.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M.A., SESTON R., 1997 – Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeastern Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, **134**: 717–725.
- DADLEZ R., 1989 – Epikontynentalne baseny permu i mezozoiku w Polsce. *Kwart. Geol.*, **33**, 2: 175–198.
- EVENICK J.C., 2021 – Glimpses into Earth's history using a revised global sedimentary basin map. *Earth Sci. Rev.*, **215**; <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103564>.
- FRANKE D., 1994 – The deformational history of the Caledonian terranes at Baltica's southwestern margin. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, **22**: 67–80.
- INGERSOLL R.V., 2012 – Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature. *W: Tectonics of sedimentary basins: Recent advances* (red. C. Busby, A. Azor): 3–43. Blackwell Publishing Ltd., Chichester.
- KARNKOWSKI P., 1993 – Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce. T. 1. Niż Polski. Tow. Geosynoptyków "Geos", Kraków.
- KIERSNOWSKI H., 1991 – Litostratygrafia permu północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego – nowa propozycja. *Prz. Geol.*, **39**, 4: 198–203.
- KIERSNOWSKI H., BUNIAK A., 2006 – Evolution of the Rotliegend Basin of northwestern Poland. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 119–138.
- KOTAŃSKI Z., 1961 – Tectogénèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut tatrique dans les Tatra. *Acta Geol. Pol.*, **11**, 2/3: 187–413 [in Polish with French summary].
- KOZŁOWSKI W., DOMAŃSKA-SIUDE J., NAWROCKI J., 2014 – Geochemistry and petrology of the Upper Silurian greywackes from the Holy Cross Mountains (central Poland): implications for the Caledonian history of the southern part of the Trans-European Suture Zone (TESZ). *Geol. Quart.*, **58**, 2: 311–336.
- KRZEMIŃSKA E., KRZEMIŃSKI L., współpraca: PETECKI Z., WISZNIEWSKA J., SALWA S., ŻABA J., GAIDZIK K., WILLIAMS I.S., ROSOWIECKA O., TARAN L., JOHANSSON Å., PÉCSKAY Z., DEMAIFFE D., GRABOWSKI J., ZIELIŃSKI G., 2017 – Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J., RÜHLE E., 1965 – Zarys geologii Polski. Wydaw. Geol., Warszawa.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., OBERDZIEDZIC T., 2006 – The Variscan Orogen in Poland. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 89–118.
- NARKIEWICZ M., 1991 – Analiza basenów sedymentacyjnych jako strategia badawcza. *Kwart. Geol.*, **35**, 2: 189–206.
- NARKIEWICZ M. (red. nauk.), 1998 – Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 1–298.
- NARKIEWICZ M., 2011 – Litostratygrafia, systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu basenu lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 53–146.
- NARKIEWICZ M., 2021 – Geologiczna historia Polski. Wyd. 2. Wydaw. UW, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., DADLEZ R., 2008 – Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Prz. Geol.*, **56**, 5: 391–397.
- NARKIEWICZ M., PETECKI Z., 2017 – Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. *Geol. Quart.*, **61**, 2: 502–520.
- NARKIEWICZ M., MAKSYMA., MALINOWSKI M., GRAD M., GUTERCH A., PETECKI Z., PROBULSKI J., JANIK T., MAJDAŃSKI M., ŚRODA P., CZUBA W., GACZYŃSKI E., JANKOWSKI L., 2015 – Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe – results of the

- POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Inter. J. Earth Sci.*, **104**, 3: 775–796. DOI: 10.1007/s00531-014-1116-4.
- NEMČOK M., NEMČOK J., WOJTASZEK M., LUDHOVA L., OSZCZYPKO N., SERCOMBE W.J., CIESZKOWSKI M., PAUL Z., COWARD M.P., SŁĄCZKA A., 2001 – Reconstruction of Cretaceous rifts incorporated in the Outer West Carpathian wedge by balancing. *Mar. Pet. Geol.*, **18**: 39–64.
- OSZCZYPKO N., 1996 – Miocenna dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, **44**, 10: 1007–1018.
- OSZCZYPKO N., 2006 – Late Jurassic–Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geol. Quart.*, **50**, 1: 169–194.
- PLAŠIENKA D., 2012 – Early stages of structural evolution of the Carpathian Klippen Belt (Slovakian Pieniny sector). *Miner. Slov.*, **44**: 1–16.
- PORĘBSKI S.J., 1981 – Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzic (Sudety Zachodnie). *Geol. Sudetica*, **14**: 101–194.
- POŻARYSKI W., 1990 – Kaledonidy środkowej Europy – orogenezem przesuwczym złożonym z terranów. *Prz. Geol.*, **38**, 1: 1–9.
- RYKA W., 1984 – Precambrian evolution of the East-European Platform in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **347**: 17–28.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1972 – Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, **263**: 1–97.

OPISY BASENÓW

Opisy wszystkich basenów zgrupowano wedle kryterium wiekowego związanego z planem strukturalnym, a zarazem według klucza regionalnego. Nawiązano przy tym do schematów regionalizacji geologicznej Polski, m.in. przedstawionych w pracach Narkiewicza i Dadleza (2008 – por. literatura do części „Metodyka”) oraz Narkiewicza i Peteckiego (2017, fig. 1 – por. literatura do opisu ediakarskiego basenu małopolskiego). Starano się przy tym nadmiernie nie komplikować układu opracowania. Ogólnie, baseny są opisane w kolejności od najstarszych przedpermskich (z podziałem na pozasudeckie i sudeckie), przez permskie, po mezozoiczne i kenozoiczne pozakarpackie i karpackie.

Systemy przyrodnicze, w tym baseny sedymentacyjne, na ogół nie dają się w pełni wtłoczyć w ramy jakiegokolwiek klasyfikacji. Dobrym przykładem są baseny sudeckie internidów waryscyjskich, których rozwój kontynuował się do wczesnego permu, a nawet triasu (basen śródsudecki), czy też niektóre baseny permskie, zapoczątkowane jeszcze w najpóźniejszym karbonie (baseny Pniewy–Książ Wielkopolski i Zielona Góra–Borzęcin). W takich przypadkach określenie stratygraficzne odpowiedniej kategorii należy traktować umownie, jako zaznaczenie głównej fazy rozwoju danej jednostki, a nie ściśle zdefiniowanie jej całkowitego wieku.

POZASUDECKIE BASENY EDIAKARSKIE

Do tej, najmniej licznej grupy zaliczono jedynie dwie jednostki – baseny górnośląski i małopolski (fig. 2). Są one interpretowane jako fliszowe, przedgórskie, o niejasnych pierwotnych ramach paleogeograficznych, przemieszczone do

swojego obecnego położenia jako terrany allochtoniczne. Dokładniejsze ustalenie ich wyjściowego usytuowania w szerszym kontekście regionalnym, a także rekonstrukcja ich rozwoju tektonosedymentacyjnego są sprawą przyszłych badań.

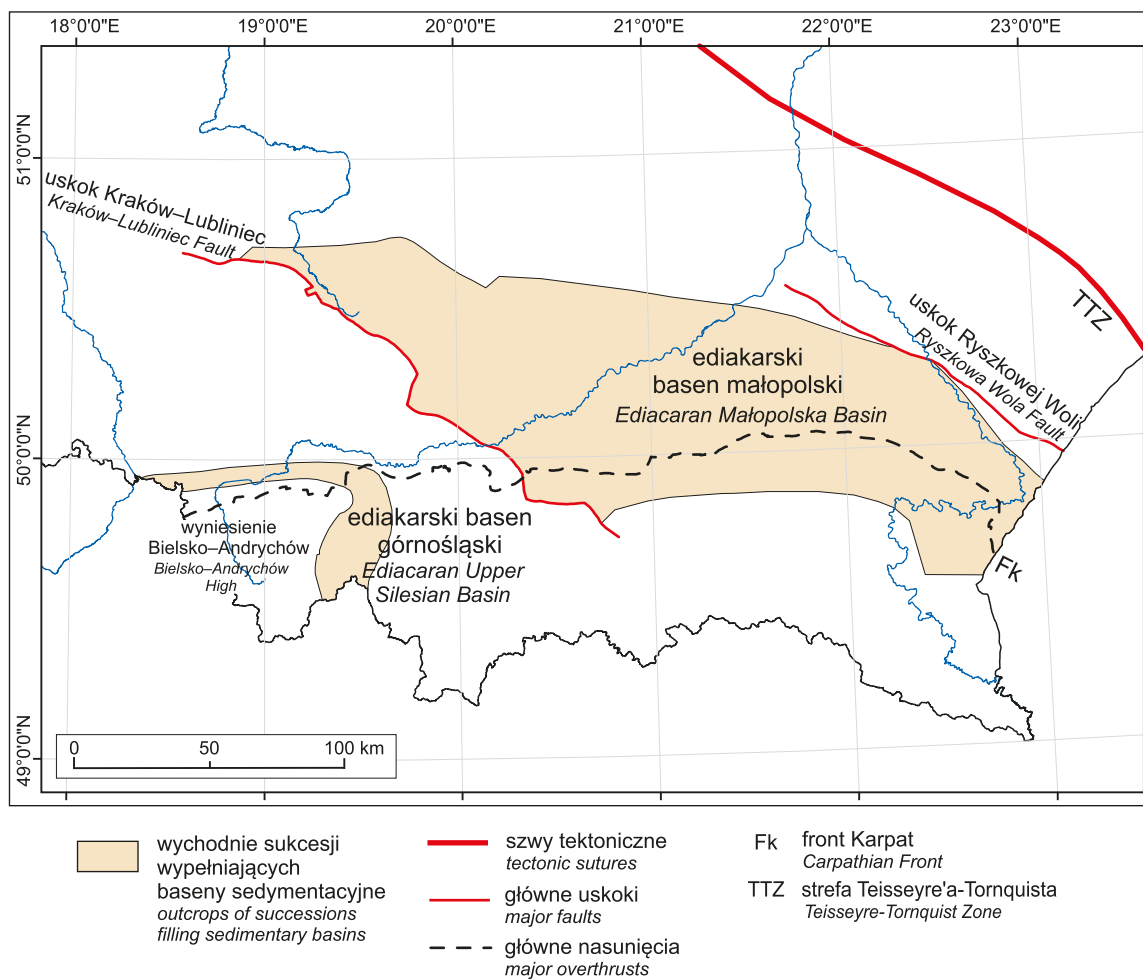


Fig. 2. Pozasudeckie baseny ediakarskie

Extra-Sudetic Ediacaran basins

Ediakarski basen górnośląski



Plan strukturalny:
podkambryjski.

Ogólny charakter basenu:
związany z terranem.

Wiek:
ediakar.

Powierzchnia wychodni: 1309 km².

Zasięg regionalny. Obecny zasięg basenu odpowiada wąskiemu pasowi podkambryjskich wychodni skał klastycznych zaliczanych do ediakaru, ciągnącemu się od Goczałkowic na zachodzie, przez Piotrowice, Wysoką i Potrójną, aż po rejon Lachowic koło Suchej Beskidzkiej na wschodzie (fig. 2). Otacza on od północy i wschodu wyniesienie Bielsko–Andrychów – elewację krystalicznego podłoża bloku górnośląskiego w rejonie Cieszyna i Bielska-Białej (Buła, Żaba, 2008; Buła i in., 2008; Buła i in., 2015). Granice północna i wschodnia są umowne – wyznaczone przez aktualny zasięg rozpoznania węglonego. Zasięg zachodni odpowiada granicy z Czechami, natomiast południowo-wschodni jest zgodny z granicą z Czechami i ze Słowacją.

Wypełnienie osadowe. W podłożu basenu znajdują się skały krystaliczne – głównie neoproterozoiczne paragnejsy o wieku 660–600 Ma. Leżące na nich różnorodne osady klastyczne są reprezentowane przez silnie tektonicznie zdeformowane i sphyllityzowane iłowce, mułowce i piaskowce szarogłazowe z podrzędnymi wkładkami zlepieńców. Skład materiału ziarnowego oraz struktury sedimentacyjne, w tym cykliczne warstwowanie, uziarnienie frakcjonalne normalne i laminacja przemawiają za genezą turbidytową i głębokomorskim, fliszowym charakterem osadów (Buła, Żaba, 2008; Żelaźniewicz i in., 2009). Miąższość całkowita tych osadów nie została rozpoznana, według niektórych autorów jest szacowana na 3000 m (Buła, Żaba, 2005).

Geneza basenu. Ediakarski basen górnośląski jest interpretowany jako basen przedgórski, związany z zewnętrzną częścią orogenu kadomskiego (eksternidy kadomskie) (Buła, Żaba, 2008; Żelaźniewicz i in., 2009). Prawdopodobnie rozwój basenu zakończył się wraz z końcowymi fazami kompresji orogenicznej kadomskiej na przełomie ediakaru i kambru.

Uwagi. W literaturze przeważają poglądy, że omawiany basen był pierwotnie ulokowany w obrzeżeniu kontynentu Gondwany, gdzie został włączony w obręb orogenu kadomskiego. Następnie stał się częścią terranu Brunowistulikum oderwanego od Gondwany i przyłączonego do Baltiki na przełomie kambru i ordowiku (por. krótki przegląd w pracy Narkiewicza i in., 2011).

Literatura:

- BUŁA Z., ŻABA J., 2005 – Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. *W: Geologia i zagadnienia ochrony środowiska w regionie górnośląskim* (red. J. Jureczka i in.): 14–42. Przewodnik 76. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Rudy k. Rybnika, 14–16.09.2005 r. Państw. Inst. Geol., Pol. Tow. Geol., Warszawa.
- BUŁA Z., ŻABA J., 2008 – Struktura prekambryjskiego podłoża wschodniej części bloku górnośląskiego (Brunovistulicum). *Prz. Geol.*, **56**, 6: 473–480.
- BUŁA Z., BYŚ I., FLOREK R., HABRYN R., JACHOWICZ M., KWARCINIŃSKI J., LASKOWICZ R., LISZKA B., MADEJ K., MAKSYMA., MARKOWIAK M., PIETRUSIAK M., PROBULSKI J., RYŁKO W., SALWA S., SIKORA R., STARYSZAK G., TABOL-WÓJCIK P., TOMAŚ A., ZACHARSKI J., 2008 – Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- BUŁA Z., HABRYN R., JACHOWICZ-ZDANOWSKA M., ŻABA J., 2015 – Precambrian and Lower Paleozoic of the Brunovistulicum (eastern part of the Upper Silesian Block, southern Poland) – the state of the art. *Geol. Quart.*, **59**, 1: 123–134.
- NARKIEWICZ M., GRAD M., GUTERCH A., JANIK T., 2011 – Crustal seismic velocity structure of southern Poland: preserved memory of a pre-Devonian terrane accretion at the East European Platform margin. *Geol. Mag.*, **148**, 2: 191–210.
- ŻELAŻNIEWICZ A., BUŁA Z., FANNING M., SEGHEDI A., ŻABA J., 2009 – More evidence on Neoproterozoic terranes in Southern Poland and southeastern Romania. *Geol. Quart.*, **53**, 1: 93–124.

Ediakarski basen małopolski



Plan strukturalny:
podkambryjski.

Ogólny charakter basenu:
związany z terranem.

Wiek:
ediakar.

Powierzchnia wychodni: 16 547 km².

Zasięg regionalny. Obecny zasięg basenu odpowiada pasowi wychodni ediakaru o rozciągłości WNW–ESE w obrębie bloku małopolskiego (fig. 2). Jego północną i południową granicę wyznacza zasięg wgłębnego rozpoznania ediakaru (Buła i in., 2008, fig. 1). Granica południowo-zachodnia biegnie wzdłuż strefy uskoku Kraków–Lubliniec, a wschodnia odpowiada granicy państwa.

Wypełnienie osadowe. Spąg serii ediakarskiej nie został nigdzie przewiercony, a jej podłoże jest nieznanne; być może jest zbudowane z kadomskiej skorupy krystalicznej (Narkiewicz, Petecki, 2017). Wypełnienie osadowe wykazuje analogie do osadów ediakarskiego basenu górnośląskiego (Żelaźniewicz i in., 2009). Składa się z silnie stektonizowanych i częściowo słabo zmetamorfizowanych różnorodnych skał klastycznych interpretowanych jako fliszowe (Buła i in., 2008). Trudna do ustalenia miąższość jest szacowana na ponad 3000 m (Buła, Żaba, 2005).

Geneza basenu. Ediakarski basen małopolski jest fragmentem większej jednostki interpretowanej jako basen przedgórski z wypełnieniem fliszowym (Buła i in., 2008). Pierwotnie był prawdopodobnie związany z zewnętrzną częścią orogenu kadomskiego. Klastyki ediakarskie są przykryte różnowiekowymi osadami paleozoiku, mezozoiku i kenozoiku, ale ich relacja do utworów starszego paleozoiku, zwłaszcza kambru, nie została jednoznacznie ustalona (niezgodność?). Prawdopodobnie rozwój basenu zakończył się wraz z końcowymi fazami kompresji orogenicznej kadomskiej na przełomie ediakaru i kambru.

Uwagi. Osady basenu rozprzestrzeniają się prawdopodobnie pod kambrem, na północ od rozpoznanego zasięgu wychodni podpowierzchniowych, być może aż do uskoku świętokrzyskiego. Basen, początkowo włączony do kadomskiego orogenu fałdowo-nasuwczego, stał się częścią terranu małopolskiego pochodzenia gondwańskiego, który z kolei został włączony do pasa akrecji kaledońskiej (przeddewońskiej) wzdłuż strefy TTZ (Narkiewicz i in., 2015).

Literatura:

- BUŁA Z., ŻABA J., 2005 – Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. *W: Geologia i zagadnienia ochrony środowiska w regionie górnośląskim* (red. J. Jureczka i in.): 14–42. Przewodnik 76. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Rudy k. Rybnika, 14–16.09.2005 r. Państw. Inst. Geol., Pol. Tow. Geol., Warszawa.
- BUŁA Z., BYŚ I., FLOREK R., HABRYN R., JACHOWICZ M., KWARCIŃSKI J., LASKOWICZ R., LISZKA B., MADEJ K., MAKSYMA., MARKOWIAK M., PIETRUSIAK M., PROBULSKI J., RYŁKO W., SALWA S., SIKORA R., STARYSZAK G., TABOL-WÓJCIK P., TOMAŚ A., ZACHARSKI J., 2008 – Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., PETECKI Z., 2017 – Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. *Geol. Quart.*, **61**, 2: 502–520.
- NARKIEWICZ M., MAKSYM A., MALINOWSKI M., GRAD M., GUTERCH A., PETECKI Z., PROBULSKI J., JANIK T., MAJDAŃSKI M., ŚRODA P., CZUBA W., GACZYŃSKI E., JANKOWSKI L., 2015 – Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe - results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Int. J. Earth Sci.*, **104**, 3: 775–796.
- ŻELAŻNIEWICZ A., BUŁA Z., FANNING M. SEGHEDI A., ŻABA J., 2009 – More evidence on Neoproterozoic terranes in Southern Poland and southeastern Romania. *Geol. Quart.*, **53**, 1: 93–124.

POZASUDECKIE BASENY WZESNOPALEOZOICZNE

Określenie „wczesnopaleozoiczne” odnosi się do głównej fazy tworzenia się basenów. W przypadku basenu bałtyckiego wypełnienie osadowe obejmuje również niemal cały dewon, natomiast w basenach podlasko-lubelskim i bloku łysogórskiego – niższą część dewonu dolnego, rozwijającą się w ciągłości sedimentacyjnej z sylurem. Opisane w tej grupie baseny (fig. 3) charakteryzują się bardzo zróżnicowanym stopniem rozpoznania. Najlepiej rozpoznane licznymi otworami wiertniczymi i sejsmiką refleksyjną są baseny rozwinięte na podłożu kratonicznym platformy wschodnio-

europejskiej: bałtycki i podlasko-lubelski, natomiast słabiej i nierównomiernie pod względem regionalnym i (lub) stratygraficznym baseny bloków: łysogórskiego, małopolskiego i górnośląskiego. Jedynie wrywkowe, dalece niepełne dane dotyczą basenu bloku pomorskiego, którego charakterystyka ma w znacznym stopniu charakter hipotetyczny. Baseny poszczególnych bloków mają granice tektoniczne, biegnące według przyjętej tu interpretacji wzdłuż szwów oddzielających terrany, tworzące strefę akrecji kaledońskiej (Narkiewicz, Petecki, 2017 – por. literatura do części „Metodyka”).

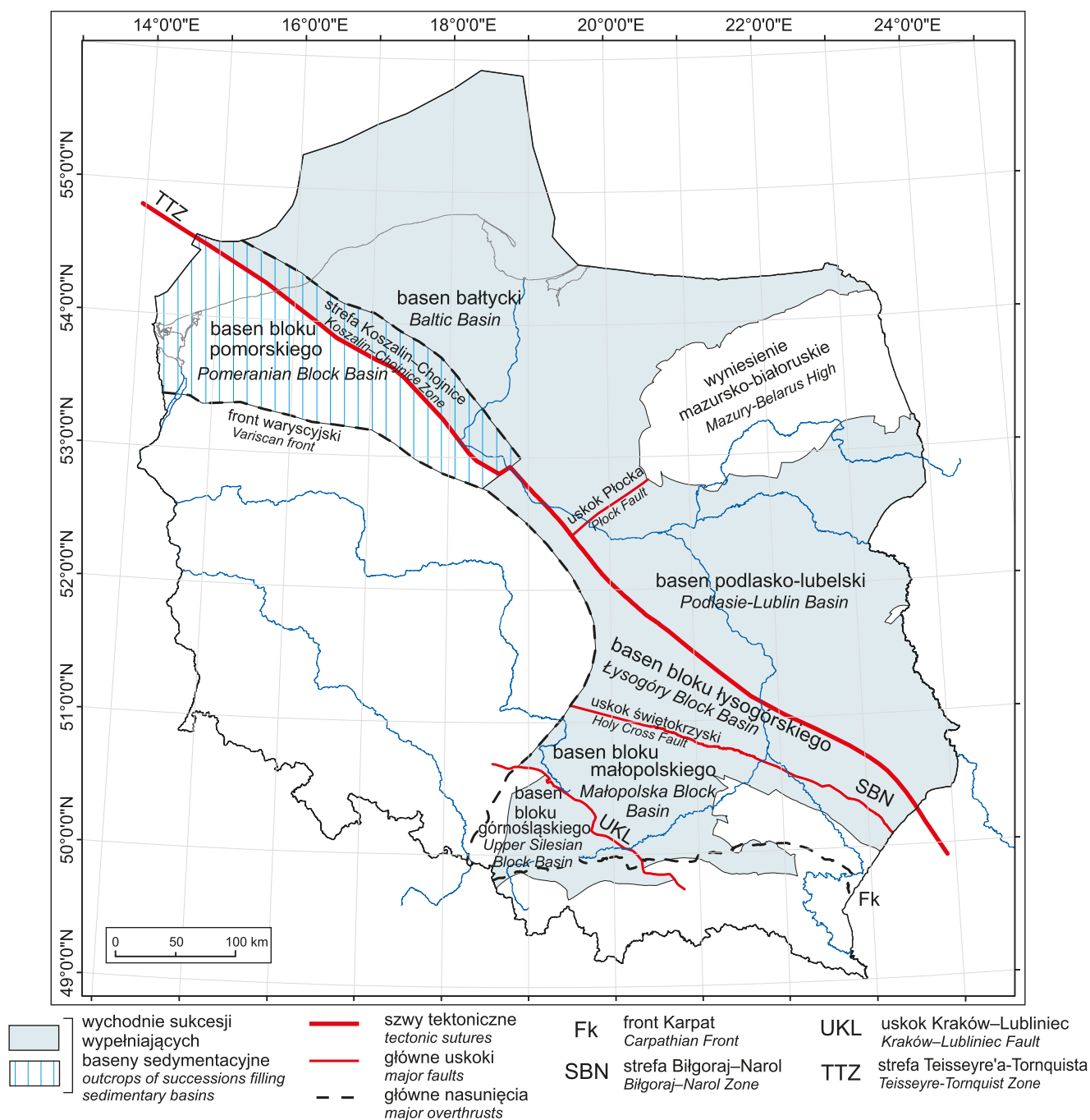


Fig. 3. Baseny wczesnopaleozoiczne Polski pozasudeckiej

Extra-Sudetic Early Paleozoic basins

Basen podlasko-lubelski



Plan strukturalny:
poddewoński.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
ediakar–najwcześniejszy dewon
(lochkow).

Powierzchnia wychodni: 51 865 km².

Zasięg regionalny. Granica północna basenu (fig. 3) pokrywa się głównie z erozyjnym zasięgiem ediakaru i starszego paleozoiku na elewacji platformy wschodnioeuropejskiej – wyniesieniu mazursko-białoruskim (Pożaryski, Dembowski, 1983; Żelichowski, Kozłowski, 1983 zmodyfikowane wg Waksmundzkiej w: Modliński, 2010, tabl. 36). Jedynie w swoim odcinku południowo-zachodnim została ustalona umownie na uskoku Płocka o kierunku SW–NE (Pożaryski i in., 1983; Pożaryski, Dembowski, 1983), wzdłuż którego graniczy z basenem bałtyckim. Granica południowo-zachodnia pokrywa się w przybliżeniu ze strefą TTZ (Narkiewicz i in., 2015). Granica wschodnia i południowo-wschodnia odpowiada granicom państwa z Białorusią i Ukrainą, z wyjątkiem części zrębu łukowskiego pozbawionej osadów ediakaru–syluru (fig. 3).

Wypełnienie osadowe. U podstawy sukcesji basenowej, niezgodnie na starszym podłożu proterozoicznym, leżą ediakarskie, pokrywowe wulkanity bazaltowe i towarzyszące im skały epi- i piroklastyczne o grubości przekraczającej 300 m. Są one przykryte niezgodnie lądowymi (fluwialnymi) i marginalnomorskimi, głównie estuariowymi, klastykami najwyższego ediakaru (do 260 m) oraz morskimi, szelfowymi klastykami (iłowce, mułowce i piaskowce) kambru, o miąższości ok. 600 m (Paczeńska, 2006). Na nich leżą skondensowane (na ogół <100 m miąższości) utwory ordowickie, w dolnej części piaszczyste, wyżej węglanowe i ilaste, przykryte głównie ilastymi, po części węglanowymi utworami syluru o grubości dochodzącej do 2 km na zachodzie (Porębski, Podhalańska, 2019). W ciągłości sedymentacyjnej z sylurem tworzyły się osady ilasto-węglanowe i drobnoziarniste klastyki najniższego dewonu (lochkowu) w facjach otwartego morza i marginalnomorskich, zaliczane do formacji odpowiednio sycyńskiej i czarnoleskiej (Narkiewicz, 2011).

Geneza basenu. Basen podlasko-lubelski ma charakter poligenetyczny. Powstał w ediakarze jako śródkratoniczny basen ryftowy, związany z ekstensją podczas procesu rozpadu prekambryjskiego superkontynentu Rodinii, a od najpóźniejszego ediakaru do wczesnego (środkowego?) syluru rozwijał się jako basen perykratoniczny na pasywnym obrzeżu kontynentu Baltiki (Paczeńska, Poprawa, 2005). W późnym sylurze rozwój basenu następował w warunkach fleksuralnego ugię-

cia zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (Poprawa, 2006). Basen najwcześniejszego dewonu tworzył się do lochkowu (środkowego?) w ciągłości sedymentacyjnej ze zbiornikiem sylurskim, jako perykratoniczny zbiornik szelfowy. Koniec rozwoju basenu wyznacza umownie przejście do sedymentacji lądowych, pstrych klastyków formacji zwoleńskiej (por. dewoński basen lubelski).

Uwagi. Basen podlasko-lubelski stanowi północno-zachodni fragment większego marginalnego basenu platformy wschodnioeuropejskiej, kontynuującego się we wczesnym paleozoiku i najwcześniejszym dewonie na terytorium Białorusi i Ukrainy (Miłaczewski, 1981; Modliński i in., 2010). Na obszarze Polski w odniesieniu do ediakaru i wczesnego paleozoiku można umownie wyróżnić dwa subbaseny – podlaski i lubelski, oddzielone wyniesieniem podłoża kratonicznego – zrębem łukowskim (powstałym w epoce waryscyjskiej).

Literatura:

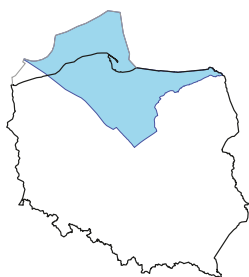
- MIŁACZEWSKI L., 1981 – Dewon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. *Pr. Inst. Geol.*, **101**: 1–90.
- MODLIŃSKI Z. (red.), 2010 – Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- MODLIŃSKI Z., PODHALAŃSKA T., SZYMAŃSKI B., 2010 – Mapa litofacjalno-paleomiąższościowa przydołu. *W: Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich* (red. Z. Modliński). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., 2007 – Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, **51**, 3: 231–256.
- NARKIEWICZ M., 2011 – Stratygrafia, systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu basenu lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 53–146.
- NARKIEWICZ M., NARKIEWICZ K., TURNAU E., 2011 – Rozwój sedymentacji dewońskiej w basenie łysogórsko-radomskim i lubelskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 289–318.
- NARKIEWICZ M., MAKSYM A., MALINOWSKI M., GRAD M., GUTERCHA A., PETECKI Z., PROBULSKI J., JANIK T., MAJDAŃSKI M., ŚRODA P., CZUBA W., GACZYŃSKI E., JANKOWSKI L., 2015 – Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe – results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Int. J. Earth Sci.*, **104**, 3: 775–796.
- PACZEŃSKA J., 2006 – Ewolucja późnoneoproterozoicznych–wczesnokambryjskich depocentrów i facji w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**: 9–38.
- PACZEŃSKA J., POPRAWA P., 2005 – Eustatic versus tectonic control on the development of Neoproterozoic and

Cambrian stratigraphic sequences of the Lublin–Podlasie Basin (SW margin of Baltica). *Geosciences J.*, **9**, 2: 117–127.

- POPRAWA P., 2006 – Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. *W: Ewolucja facjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segmentu szwu transeuropejskiego oraz obszarów przyległych* (red. H. Matyja, P. Poprawa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**: 189–212.
- PORĘBSKI S.J., PODHALAŃSKA T., 2019 – Ordovician–Silurian lithostratigraphy of the East European Craton in Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **89**: 95–104.

- POŻARYSKI W., DEMBOWSKI Z., (red.), 1983 – Geological map of Poland and neighbouring countries without Cenozoic, Mesozoic and Permian deposits, 1:1 000 000. Inst. Geol., Warszawa.
- POŻARYSKI W., TOMCZYK H., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., 1983 – Tektonika. Paleozoik przedpermski i jego podłoże. *W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża* (red. S. Marek). *Pr. Inst. Geol.*, **103**: 206–216.
- ŻELICHOWSKI A.M., KOZŁOWSKI S., 1983 – Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Inst. Geol., Warszawa.

Basen bałtycki



Plan strukturalny:
podpermski.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
ediakar–dewon.

fliszowym (zachód) i ilastej, szelfowej (wschód), przykrytych osadami ilasto-węglanowymi najwyższego syluru i najniższego dewonu (do 1300 m). Osady dewonu, deponowane w ciągłości z sylurem, znane są jedynie z otworów naftowych zlokalizowanych w polskiej strefie Bałtyku. Główna część kompleksu dewońskiego składa się z osadów terygeniczno-siarczanowo-węglanowych o miąższości rzędu 600 m (Miłaczewski, 2004).

Powierzchnia wychodni: 78 485 km².

Zasięg regionalny. Zasięg północny basenu odpowiada granicy polskiej strefy ekonomicznej na Bałtyku oraz granicy państwa z Rosją, a wschodni częściowo pokrywa się z granicą z Litwą (fig. 3). Zasięg południowy zbiega się głównie z erozyjnym zasięgiem starszego paleozoiku na elewacji platformy wschodnioeuropejskiej, tj. na wyniesieniu mazursko-białoruskim (Waksmundzka w: Modliński, 2010, tabl. 36). W swojej części południowo-zachodniej, między tym wyniesieniem a strefą TTZ, granica basenu została ustalona umownie na uskoku Płocka o kierunku SW–NE (Pożaryski i in., 1983; Pożaryski, Dembowski, 1983; fig. 3), wzdłuż którego graniczy z basenem podlasko-lubelskim. Granicę zachodnią stanowi krawędź platformy wschodnioeuropejskiej – strefa TTZ (Narkiewicz i in., 2015).

Wypełnienie osadowe. Wypełnienie osadowe (Modliński, Podhalańska, 2010) obejmuje w najniższej części czerwone, lądowe osady klastyczne ediakaru (formacja żarnowiecka/smołdzińska) o miąższości do 200 m (por. też Jaworowski, Sikorska, 2003). Kompleks dolnopaleozoiczny składa się w dolnej części (terrenow–oddział 3 kambru) z szelfowych klastyków o miąższości ok. 500 m. Wyżej leży cienki, kilkudziesięciometrowy kompleks utworów furongu, złożony w spągu z ciemnych wapieni, na których zalegają czarne łupki bitumiczne, tworzące również profil litologiczny tremadoku. Wyżej, z luką stratygraficzną, leżą morskie osady głównie wapienno-ilaste o miąższości ok. 200 m zaliczane do pozostałej części ordowiku i dolnego syluru – landoweru. Wyższa część syluru składa się z grubej (do 3 km) serii iłowców, pyłowców i drobnych piaskowców o charakterze

Geneza basenu. Jest to basen poligenetyczny, początkowo o charakterze ryftu związanego z ekstensją w ediakarze. Od kambru do wczesnego syluru był częścią pasywnego obrzeża kontynentu Baltiki (Paczeńska, Poprawa, 2005). Od środkowego syluru (wenloku) do wczesnego lochkowu został włączony, głównie w części przyległej do TTZ, do basenu przedgórskiego (reaktywowanych?) kaledonidów pomorskich, powstałego w wyniku fleksuralnego ugięcia zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (Poprawa, 2006; Narkiewicz, 2021). Od późnego lochkowu lub pragu stał się częścią dużego basenu epejrycznego (śródkontynentalnego) – jednego z basenów wewnętrznego szelfu Eurameryki (por. synekliza bałtycka – Belka, Narkiewicz, 2008). Na obszarze Polski górna granica osadów dewońskich ma charakter erozyjny. Erozja, zapoczątkowana w części północno-wschodniej po wczesnym karbonie, a w części południowo-zachodniej prawdopodobnie we wczesnym dewonie, przypuszczalnie była związana z pionowymi ruchami fundamentu kratonicznego i nałożonymi na nie pulsami regresji eustatycznej.

Uwagi. Polski basen bałtycki stanowi zachodni, marginalny fragment większej jednostki – basenu bałtyckiego w szerokim znaczeniu, rozciągającego się od terytorium Polski dalej ku północy i wschodowi w rejonie Morza Bałtyckiego i ku terytorium Rosji, Litwy, Łotwy i Estonii. Sedymentacja na obszarze centralnej części szeroko rozumianego basenu bałtyckiego, położonej poza granicą polskiej strefy na Bałtyku, rozwijała się niemal nieprzerwanie do karbonu. W części zachodniej do opisanego basenu zaliczono nierozpoznany jak dotąd pas hipotetycznych wychodni autochtonicznego ediakaru i dolnego paleozoiku pod nasuniętymi utworami

wczesnopaleozoicznymi strefy Koszalin–Chojnice (por. basen bloku pomorskiego). Na przeważającej części basenu bezpośrednio na różnych ogniwach syluru leży niezgodnie perm. Jedynie w północnej części, na obszarze polskiej strefy ekonomicznej Bałtyku, miejscami obserwuje się niezgodne zaleganie nie najniższego dewonu dolnego (wyższego lochkowu? pragu?) na sylurze lub pozostającym z nim w ciągłości stratygraficznej lochkowie ?niższym (Pokorski, Modliński, 2007). Zachodni zasięg dewonu odpowiada strefie uskokowej Karwi, a południowy – strefie uskokowej Sambii (Pokorski, Modliński, 2007). Kompleks dewoński (bez najniższej części) uległ deformacjom kompresyjnym, jest przecięty przez strome uskoki odwrócone o przebiegu WSW–ENE. W pracy Poprawy i in. (1999) interpretowano te struktury jako deformacje kaledońskie, włączając do kompleksu kaledońskiego również najniższy dewon dolny.

Literatura:

- BELKA Z., NARKIEWICZ M., 2008 – Devonian. *W: The geology of central Europe* (red. T. McCann). Vol. 1: Precambrian and Palaeozoic. Geological Society, London, 383–410.
- JAWOROWSKI K., SIKORSKA M., 2003 – Composition and provenance of clastic material in the Vendian-lowermost Cambrian from northern Poland: geotectonic implications. *Pol. Geol. Inst. Sp. Papers*, **8**: 1–60.
- MIŁACZEWSKI Z., 2004 – Akwatorium Bałtyku i republiki nadbałtyckie. *W: Paleozoiczna akrecja Polski. Osady facji „old red” w Polsce – systemy depozycyjne, źródła materiału klastycznego i tektoniczne uwarunkowania depocentrow.* Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- MODLIŃSKI Z. (red.), 2010 – Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- MODLIŃSKI Z., PODHALAŃSKA T., 2010 – Outline of the lithology and depositional features of the lower Paleozoic strata in the Polish part of the Baltic region. *Geol. Quart.*, **54**, 2: 109–121.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B., 1997 – The Ordovician lithostratigraphy of the Peribaltic Depression (NE Poland). *Geol. Quart.*, **41**, 3: 273–288.
- MODLIŃSKI Z., PODHALAŃSKA T., SZYMAŃSKI B., 2010 – Mapa litofacjalno-paleomiąższościowa przydołu. *W: Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich* (red. Z. Modliński). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., 2021 – Geologiczna historia Polski. Wyd. 2. Wydaw. UW, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., MAKSYM A., MALINOWSKI M., GRAD M., GUTERCH A., PETECKI Z., PROBUSKI J., JANIK T., MAJDAŃSKI M., ŚRODA P., CZUBA W., GACZYŃSKI E., JANKOWSKI L., 2015 – Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe – results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Int. J. Earth Sci.*, **104**, 3: 75–796.
- PACZEŚNA J., POPRAWA P., 2005 – Eustatic versus tectonic control on the development of Neoproterozoic and Cambrian stratigraphic sequences of the Lublin-Podlasie Basin (SW margin of Baltica). *Geosciences J.*, **9**, 2: 117–127.
- POKORSKI J., MODLIŃSKI Z., (red.), 2007 – Mapa geologiczna zachodniej i centralnej części obniżenia bałtyckiego bez utworów permu i młodszych (1:750 000). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- POPRAWA P., 2006 – Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. *W: Ewolucja facjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segmentu szwu transeuropejskiego oraz obszarów przyległych* (red. H. Matyja, P. Poprawa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**: 189–212.
- POPRAWA P., SLIAUPA S., STEPHENSON R.A., LAZAUSKIENE J., 1999 – Late Vendian – Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic Basin: regional implications from subsidence analysis. *Tectonophysics*, **314**: 219–239.
- POŻARYSKI W., DEMBOWSKI Z., (red.), 1983 – Geological map of Poland and neighbouring countries without Cenozoic, Mesozoic and Permian deposits, 1:1 000 000. Inst. Geol., Warszawa.
- POŻARYSKI W., TOMCZYK H., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., 1983 – Tektonika. Paleozoik przedpermski i jego podłoże. *W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża* (red. S. Marek). *Pr. Inst. Geol.*, **103**: 206–216.
- ŻELICHOWSKI A.M., KOZŁOWSKI S., 1983 – Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Inst. Geol., Warszawa.

Wczesnopaleozoiczny basen bloku górnośląskiego



Plan strukturalny:
poddewoński.

Ogólny charakter basenu:
związany z terranem.

Wiek:
kambr–ordowik.

Powierzchnia wychodni: 7473 km².

Zasięg regionalny. Obecny zasięg basenu (fig. 3) obejmuje wschodnie poddewońskie kambru i ordowiku, rozpoznane głównie (kambr) w południowo-wschodniej części bloku górnośląskiego (fig. 1; Buła, Żaba, 2005; Buła i in., 2014). Granicę północno-wschodnią (z basenem małopolskim) wyznacza uskoki Kraków–Lubliniec (Buła i in., 1997).

Granica zachodnia jest hipotetyczna, podobnie jak granica południowa, podkarpacka, co wiąże się z ograniczonym rozpoznaniem podłoża dewonu.

Wypełnienie osadowe. Do tej pory udało się ustalić jedynie obecność osadów należących do kambru i ordowiku (Buła i in., 2008). W południowej części basenu stwierdzono niezgodne zaleganie osadów dolnego paleozoiku na podłożu ediakarskim (por. ediakarski basen górnośląski). W dolnych partiach, rozpoznanych w południowo-wschodnim rejonie basenu, wypełnienie osadowe składa się z klastyków niższego kambru, głównie mułowców i piaskowców płytkomorskich o miąższości ok. 3 km. Wyżej leżące osady są reprezentowane przez fragmentarycznie rozpoznane, izolowane fragmenty profilu klastyków płytkomorskich kambru środkowego oraz morskie utwory terygeniczo-węglanowe ordowiku górnego.

Geneza basenu. Basen ma charakter poligenetyczny, a jego historia rozwoju we wczesnym paleozoiku jest przedmiotem dyskusji (Dadlez i in., 1994; Nawrocki i in., 2004; Narkiewicz i in., 2011). Sedymentacja rozwinęła się na skorupie pochodzenia gondwańskiego, na neoproterozoicznym podłożu kadomskim (por. ediakarski basen górnośląski). Następnie, jako część egzotycznego terranu Brunowistulikum, został wraz z nim przyłączony do kontynentu Baltiki, by osiągnąć swoje obecne położenie w trakcie procesów akrecji późnokaledońskiej u schyłku syluru (Narkiewicz, 2021). Zgodnie z taką koncepcją rozwoju basenu, jego granica północno-wschodnia odpowiada strefie szwu krakowsko-lublinieckiego między terranem Brunowistulikum a terranem małopolskim (Narkiewicz, Petecki, 2017). Rozwój basenu prawdopodobnie został zakończony wraz z zadokowaniem terranu Brunowistulikum w późnym sylurze, czemu towarzyszyła regionalna kompresja (transpresja?), wypiętrzenie i erozja poprzedzająca sedymentację dewońską (por. dewońsko-karboński basen górnośląski).

Uwagi. Wczesnopaleozoiczne osady basenu prawdopodobnie kontynuują się ku zachodowi, pod nasunięciami eksternidów waryscyjskich (fig. 3), ale ich obecność nie jest jeszcze potwierdzona.

Wczesnopaleozoiczny basen bloku małopolskiego



Plan strukturalny:
poddewoński.

Ogólny charakter basenu:
związany z terranem.

Wiek:
kambr–późny sylur (ludlow).

Powierzchnia wychodni: 19 091 km².

Literatura:

- BUŁA Z., ŻABA J., 2005 – Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. *W: Geologia i zagadnienia ochrony środowiska w regionie górnośląskim* (red. J. Jureczka i in.): 14–42. Przewodnik 76. Zjazd Pol. Tow. Geol., Rudy k. Rybnika, 14–16.09.2005 r. Państw. Inst. Geol., Pol. Tow. Geol., Warszawa.
- BUŁA Z., JACHOWICZ M., ŻABA J., 1997 – Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (southern Poland). *Geol. Mag.*, **134**, 5: 669–677.
- BUŁA Z., BYŚ I., FLOREK R., HABRYN R., JACHOWICZ M., KWARCINIŃSKI J., LASKOWICZ R., LISZKA B., MADEJ K., MAKSYM A., MARKOWIAK M., PIETRUSIAK M., PROBUŁSKI J., RYŁKO W., SALWA S., SIKORAR R., STARYSZAK G., TABOL-WÓJCIK P., TOMAŚ A., ZACHARSKI J., 2008 – Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- BUŁA Z., HABRYN R., JACHOWICZ-ZDANOWSKA M., ŻABA J., 2014 – Precambrian and Lower Paleozoic of the Brunovistulicum (eastern part of the Upper Silesian Block, southern Poland) – the state of the art. *Geol. Quart.*, **59**, 1: 123–134.
- DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z., ZNOSKO J., 1994 – Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Geol. Quart.*, **38**, 2: 169–190.
- NARKIEWICZ M., 2021 – Geologiczna historia Polski. Wyd. 2. Wydaw. UW, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., GRAD M., GUTERCHA A., JANIK T., 2011 – Crustal seismic velocity structure of southern Poland: preserved memory of a pre-Devonian terrane accretion at the East European Platform margin. *Geol. Mag.*, **148**, 2: 191–210.
- NARKIEWICZ M., PETECKI Z., 2017 – Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. *Geol. Quart.*, **61**, 2: 502–520.
- NAWROCKI J., BUŁA Z., GRABOWSKI J., KRZYWIEC P., POPRAWA P., 2004 – Early Cambrian location and affinities of the Brunovistulian terrane (Central Europe) in the light of palaeomagnetic data. *J. Geol. Soc.*, **161**, 3: 513–522.

Zasięg regionalny. Dolny paleozoik bloku małopolskiego jest przykryty osadami paleozoiku młodszego, mezozoiku i kenozoiku (Narkiewicz, Petecki, 2017; fig. 1, 3). Występuje on w postaci ciągłego pasa wychodni na północy, wzdłuż uskoku świętokrzyskiego, w tym na powierzchni w Górach Świętokrzyskich (region południowy), oraz jako izolowane wychodnie podpowierzchniowe w pozostałej części bloku. Wyjątkiem jest obszar na południowym wschodzie, gdzie bezpośrednio pod mioceniem basenu przedkarpackiego i pod Karpatami stwierdzono osady ediakarskiego basenu mało-

polskiego (fig. 2). Granice południowo-zachodnia i północna przebiegają odpowiednio wzdłuż uskoku Kraków–Lubliniec i uskoku świętokrzyskiego (Buła i in., 2008). Granica północno-zachodnia jest słabo rozpoznana i w znacznej mierze hipotetyczna, wyznaczono ją wzdłuż interpretowanego przebiegu nasunięcia frontального eksternidów waryscyjskich (Narkiewicz, 2007). Erozyjna granica południowo-wschodnia ma przebieg skomplikowany i częściowo nieustalony, zwłaszcza w części podkarpackiej. Wyznaczono ją przez okonturowanie izolowanych wychodni dolnego paleozoiku na podstawie map Buły i in. (2008).

Wypełnienie osadowe. Rozwój basenu obejmuje co najmniej dwa etapy tektonosedymentacyjne: kambryjski i ordowicko-sylurski, rozdzielone epizodem deformacji tektonicznych – tzw. fazą sandomierską (Dadlez i in., 1994). Kambry występuje głównie wzdłuż północnej części basenu, dalej ku południu na ediakarze leży bezpośrednio ordowik. Osady kambry, najprawdopodobniej niezgodnie leżące na ediakarze, składają się z kompleksu iłowców, mułowców i piaskowców w facjach szelfowych, o miąższości przypuszczalnie rzędu kilku kilometrów. Niezgodnie leżące na kambrze osady ordowiku, o miąższości ok. 300 m, są wykształcone w facjach płytkomorskich klastyków, stratygraficznie skondensowanych węglanów i iłowców graptolitowych głębszego szelfu. Sylur, o łącznej grubości ok. 600–700 m, w dolnej części składa się z łupków graptolitowych, a w górnej – z przelawień ilasto-szarogłazowych o charakterze fliszu. Specyficznym wykształconym sukcesją osadową węglanowego ordowiku i gruboklastycznego syluru występuje w południowo-zachodniej części basenu, w rejonie Zawiercia (Buła i in., 2008).

Geneza basenu. Jest to basen poligenetyczny, a jego skomplikowany rozwój we wczesnym paleozoiku jest (podobnie jak geologiczna historia bloku małopolskiego) ciągle przedmiotem dyskusji (np. Narkiewicz i in., 2011, 2015; Kozłowski i in., 2014). Początkowo (w kambrze) basen małopolski zapewne rozwijał się na niestabilnym tektonicznie obrzeżeniu kontynentalnym Gondwany, rozwiniętym na zdeformowanym w orogenezie kadomskiej podłożu neoproterozoicznym (por. ediakarski basen małopolski). Następnie, jako pokrywa osobnego terranu egzotycznego, został przyłączony do kontynentu Baltiki i prawdopodobnie już od ordowiku tworzył część jego pasywnego obrzeża. W późnym sylurze został włączony w ramy proksymalnego basenu przedgórskiego, związanego z hipotetycznym łukiem wulkanicznym w przyległej strefie oceanu Tornquista (Narkiewicz, 2021). Wreszcie w trakcie akrecji późnokaledońskiej w późnym sylurze i (lub) na przełomie syluru i dewonu uległ deformacjom oraz został przemieszczony wzdłuż krawędzi kontynentu (wzdłuż strefy TTZ) wraz z terranem małopolskim (Narkiewicz i in., 2011, 2015; Kozłowski i in., 2014; Narkiewicz, 2021). Koniec sedymentacji sylurskiej wiązał się zapewne z końcowymi fazami akrecji i kompresji późnokaledońskiej, co doprowadziło do deformacji fałdowych,

wypiętrzenia i erozji we wczesnym dewonie. W konsekwencji klastyki dolnodewońskie leżą niezgodnie na różnych ogniwach starszego paleozoiku (Dadlez i in., 1994).

Uwagi. Granica północno-zachodnia ma charakter prowizoryczny, osady basenu prawdopodobnie kontynuują się pod nasuniętymi utworami eksternidów waryscyjskich. Granica południowa jest również umowna – powstała przez okonturowanie izolowanych wychodni starszego paleozoiku otoczonych ediakarem. W miarę lepszego rozpoznania rozwoju tektonosedymentacyjnego, zwłaszcza osadów kambru i ordowiku, może okazać się konieczne wydzielenie osobnych jednostek basenowych odpowiadających odrębnym etapom tego rozwoju, wyrażonym niezgodnościami.

Literatura:

- BUŁA Z., BYŚ I., FLOREK R., HABRYN R., JACHOWICZ M., KWARCINIŃSKI J., LASKOWICZ R., LISZKA B., MADEJ K., MAKSYM A., MARKOWIAK M., PIETRUSIAK M., PROBULSKI J., RYŁKO W., SALWA S., SIKORA R., STARYSZAK G., TABOL-WÓJCIK P., TOMAŚ A., ZACHARSKI J., 2008 – Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z., ZNOSKO J., 1994 – Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Geol. Quart.*, **38**, 2: 169–190.
- KOZŁOWSKI W., DOMAŃSKA-SIUDA J., NAWROCKI J., 2014 – Geochemistry and petrology of the Upper Silurian greywackes from the Holy Cross Mountains (central Poland): implications for the Caledonian history of the southern part of the Trans-European Suture Zone (TESZ). *Geol. Quart.*, **58**, 2: 311–336.
- NARKIEWICZ M., 2007 – Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, **51**, 3: 231–256.
- NARKIEWICZ M., 2021 – Geologiczna historia Polski. Wyd. 2. Wydaw. UW, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., GRAD M., GUTERCH A., JANIK T., 2011 – Crustal seismic velocity structure of southern Poland: preserved memory of a pre-Devonian terrane accretion at the East European Platform margin. *Geol. Mag.*, **148**, 2: 191–210.
- NARKIEWICZ M., MAKSYM A., MALINOWSKI M., GRAD M., GUTERCH A., PETECKI Z., PROBULSKI J., JANIK T., MAJDAŃSKI M., ŚRODA P., CZUBA W., GACZYŃSKI E., JANKOWSKI L., 2015 – Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe – results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Int. J. Earth Sci.*, **104**, 3: 775–796.
- NARKIEWICZ M., PETECKI Z., 2017 – Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. *Geol. Quart.*, **61**, 2: 502–520.

Wczesnopaleozoiczny basen bloku łysogórskiego



Plan strukturalny:
poddewoński.

Ogólny charakter basenu:
związany z terranem.

Wiek:
kambryjśrodkowy–najwcześniejszy dewon (lochkow).

Powierzchnia wychodni: 20 133 km².

Zasięg regionalny. Rozpoznanie basenu łysogórskiego jest fragmentaryczne (por. uwagi niżej) i ogranicza się do odsłoneń regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich oraz do pojedynczych otworów wiertniczych i profili sejsmicznych na obszarze radomskim (Narkiewicz i in., 2011) i w strefie Biłgoraj–Narol (Buła i in., 2008; Narkiewicz i in., 2015). W tej sytuacji przyjęto, że granice basenu (fig. 3) odpowiadają tektonicznym granicom bloku (terranu) łysogórskiego – strefie uskoku świętokrzyskiego od południa (Buła i in., 2008) i strefie TTZ od północnego wschodu (Narkiewicz i in., 2015). Wzdłuż pierwszej z tych stref basen łysogórski graniczy z wczesnopaleozoicznym basenem małopolskim, natomiast druga odpowiada w przybliżeniu granicy z basenem podlasko-lubelskim. Od południowego wschodu basen jest odcięty granicą państwową z Ukrainą, natomiast od północnego zachodu – hipotetycznym przebiegiem frontu orogenu waryscyjskiego (Narkiewicz, 2007). Do omawianego basenu zaliczono również wąską strefę ciągnącą się między TTZ a frontem waryscyjskim ku północnemu zachodowi, aż do strefy Koszalin–Chojnice (por. basen bloku pomorskiego).

Wypełnienie osadowe. Najstarsze znane osady są zaliczane do kambryjśrodkowego, a ich podłoże nie zostało dotąd rozpoznane. Według Narkiewicza i in. (2015) hipotetyczne podłoże kambryjśrodkowe stanowią synryftowe osady klastyczne i wulkanity ediakaru związane ze ściśnioną skorupą Baltiki (por. Narkiewicz, 2021). Silnie tektonicznie zdeformowane osady kambryjskie i najniższego ordowiku są reprezentowane przez morskie łupki i piaskowce o nieustalonej łącznej miąższości (1–2 km?). Na nich niezgodnie leży ordowik o miąższości ok. 200 m rozwinięty w morskich facjach, głównie ilastych, przechodzący ku górze w sylurskie łupki graptolitowe i serię łupkowo-szarogłazową landoweruludlowu o miąższości przekraczającej 1 km. Strop sukcesji stanowią urozmaicone osady morskie (zlepieńce, ilowce i węglany) najwyższego syluru i najniższego dewonu (lochkowu) o miąższości 1,0–1,5 km (Kozłowski, 2008).

Geneza basenu. Basen stanowi najprawdopodobniej część pokrywy osadowej większego zbiornika perykratonicznego, rozwiniętego po ryftowaniu ediakarskim wzdłuż pasywnej krawędzi nowopowstałego kontynentu Baltiki. W póź-

nym sylurze został on włączony w ramy dystalnego basenu przedgórskiego, związanego z hipotetycznym łukiem wulkanicznym w przyległej strefie oceanu Tornquista (Narkiewicz, 2021). W trakcie skorupowych deformacji późnokaledońskich (późny sylur–najwcześniejszy dewon) obrzeżenie Baltiki uległo tektonicznej fragmentacji (por. basen bloku małopolskiego). Nastąpiło wówczas prawoskrętne przemieszczenie proksymalnego terranu łysogórskiego wzdłuż krawędzi kratonu (strefy TTZ) (Narkiewicz i in., 2015; Narkiewicz, 2021). Przyporządkowanie basenu do strukturalnego planu poddewońskiego ma charakter umowny, bowiem istnieje ciągłość między sylurem a najniższym dewonem (lochkowem). W regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich zakłada się istnienie łuki depozycyjnej lub tektonicznej między lochkowem a prągiem (Kozłowski, 2008). Na obszarze radomskim prawdopodobnie istnieje luka stratygraficzna towarzysząca niezgodności w spągu formacji zwoleńskiej w wyższym lochkowie (Narkiewicz i in., 2011). Wymienione łuki, chociaż nie w pełni jeszcze udokumentowane, można przypisać wypiętrzeniu i deformacjom późnokaledońskim, równoległym z przejawami tektoniki w najwcześniejszym dewonie znanymi z basenu bałtyckiego.

Uwagi. Zachodnia granica basenu (front waryscyjski) ma charakter umowny, bowiem osady dolnopaleozoiczne prawdopodobnie kontynuują się pod nasuniętymi utworami basenów eksternidów waryscyjskich. Również granica północno-zachodnia z basenem bloku pomorskiego ma charakter wstępny i może się zmienić w miarę lepszego rozpoznania węgłbnego.

Literatura:

- BUŁA Z., BYŚ I., FLOREK R., HABRYN R., JACHOWICZ M., KWARCIŃSKI J., LASKOWICZ R., LISKA B., MADEJ K., MAKSYMA., MARKOWIAK M., PIETRUSIAK M., PROBULSKI J., RYŁKO W., SALWA S., SIKORA R., STARYSZAK G., TABOL-WÓJCIK P., TOMAŚ A., ZACHARSKI J., 2008 – Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- KOZŁOWSKI W., 2008 – Lithostratigraphy and regional significance of the Nowa Słupia Group (Upper Silurian) of the Łysogóry Region (Holy Cross Mountains, Central Poland). *Acta Geol. Pol.*, **58**, 1: 43–74.
- NARKIEWICZ M., 2007 – Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, **51**, 3: 231–256.
- NARKIEWICZ M., 2021 – Geologiczna historia Polski. Wyd. 2. Wydaw. UW, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., NARKIEWICZ K., TURNAU E., 2011 – Rozwój sedimentacji dewońskiej w basenie łysogórsko-radomskim i lubelskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 289–318.

NARKIEWICZ M., MAKSYM A., MALINOWSKI M.,
GRAD M., GUTERCH A., PETECKI Z., PROBUL-
SKI J., JANIK T., MAJDAŃSKI M., ŚRODA P.,
CZUBA W., GACZYŃSKI E., JANKOWSKI L.,

2015 – Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist
Zone in Central Europe – results of the POLCRUST-01
deep reflection seismic profile. *Int. J. Earth Sci.*, **104**, 3:
775–796.

Wczesnopaleozoiczny basen bloku pomorskiego



Plan strukturalny:
poddewoński.

Ogólny charakter basenu:
związany z terranem.

Wiek:
ordowik środkowy–późny sylur.

Powierzchnia wychodni: 30 937 km².

Zasięg regionalny. Granicę północno-wschodnią wyznacza linia nasunięcia strefy tektonicznej Koszalin–Chojnice na platformę wschodnioeuropejską, uznawana przez część badaczy za front orogenu kaledońskiego (fig. 1, 3) (Dadlez, 2006; Mazur i in., 2016, fig. 3). Granica południowa odpowiada hipotetycznej linii frontu orogenu waryscyjskiego (= zasięg basenów eksternidów waryscyjskich). Granica zachodnia biegnie wzdłuż granicy państwa i polskiej strefy ekonomicznej na Bałtyku. Granica południowo-wschodnia z basenem łysogórskim jest ustalona prowizorycznie i może się zmienić w miarę lepszego rozpoznania wgłębnego.

Wypełnienie osadowe. Podłoże basenu nie jest rozpoznane, aczkolwiek uważa się, że rozwinął się on na ścienionej skorupie typu kratonicznego, zaliczanej do bloku pomorskiego (fig. 1; Narkiewicz, Petecki, 2017). Profil litofacjalny osadów został fragmentarycznie rozpoznany w głębokich wierceniach w strefie Koszalin–Chojnice (fig. 3). Występują tu silnie tektonicznie zdeformowane osady ordowiku i syluru (podsumowanie stratygrafii – por. Podhalańska, Modliński, 2006) nasunięte na krawędź platformy wschodnioeuropejskiej i zapewne dodatkowo zaburzone w trakcie późniejszych deformacji waryscyjskich w późnym karbonie. Przeważają morskie drobnoziarniste klastyki, w tym łupki ilaste i pyłowce oraz w mniejszym stopniu drobnoziarniste piaskowce i węglany. Występuje także podrzędna domieszka piroklastyczna, głównie w wyższym ordowiku – sandbicie (Podhalańska, Modliński, 2006). Łączna miąższość tych hemipelagicznych osadów, po części fliszopodobnych, jest trudna do ustalenia z powodu deformacji tektonicznych.

Geneza basenu. Obszar obecnego bloku pomorskiego był prawdopodobnie w ediakarze zbliżony do osiowej strefy ryftu ediakarskiego, który zapoczątkował oddzielanie się Baltiki od Rodinii. Od kambru do środkowego syluru stanowił

zapewne dystalną część pasywnego obrzeżenia Baltiki, położoną na południowy wschód od obecnej swojej pozycji. Następnie, na przełomie syluru i dewonu, uległ prawoskrętnemu przesunięciu wzdłuż strefy TTZ, czemu towarzyszyły, w reżimie transpresyjnym, nasunięcia strefy Koszalin–Chojnice (Narkiewicz, 2021). Według innej koncepcji, deformacje tektoniczne osadów dolnego paleozoiku i ich regionalne wypiętrzenie były związane z końcowym etapem kolizji między Awalonią a Baltiką w późnym sylurze (Poprawa, 2006).

Uwagi. Przytoczone wyżej fragmentaryczne dane o opisywanym basenie pochodzą niemal wyłącznie ze strefy Koszalin–Chojnice, która formalnie nie należy do bloku pomorskiego (fig. 1), aczkolwiek stwierdzone tam utwory starszego paleozoiku wydają się mieć związek genetyczny z tym blokiem. Ekstrapolacja danych o tych utworach na obszar bloku pomorskiego pozostaje w dużej mierze hipotetyczna.

Literatura:

- DADLEZ R., 2000 – Pomeranian Caledonides (NW Poland), fifty years of controversies: a review and a new concept. *Geol. Quart.*, **44**, 3: 221–236.
- DADLEZ R., 2006 – The Polish Basin – relationship between the crystalline, consolidated and sedimentary crust. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 43–58.
- MAZUR S., MIKOŁAJCZAK M., KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., LEWANDOWSKI M., BUFFENMYER V., 2016 – Pomeranian Caledonides, NW Poland – A collisional suture or thin-skinned fold-and-thrust belt? *Tectonophysics*, **692**: 29–43.
- NARKIEWICZ M., 2021 – Geologiczna historia Polski. Wyd. 2. Wydaw. UW, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., PETECKI Z., 2017 – Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. *Geol. Quart.*, **61**, 2: 502–520.
- PODHALAŃSKA T., MODLIŃSKI Z., 2006 – Stratygrafia i wykształcenie facjalne osadów ordowiku i syluru strefy Koszalin–Chojnice; podobieństwa i różnice z obszarami zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego i Rugii. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**: 39–78.
- POPRAWA P., 2006 – Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**: 189–214.

BASENY EKSTERNIDÓW WARYSCYJSKICH I PRZEDPOLA WARYSCYDÓW

Należą tu jednostki, które tworzyły się w dewonie i karbonie, zarówno na platformie paleozoicznej, jak i na kratonie wschodnioeuropejskim (fig. 4). Ich wspólną cechą jest związek z procesami trwającym wzdłuż południowego obrzeża

Eurameryki, początkowo, w dewonie, pasywnego, a następnie od karbonu będącego strefą akrecji, a potem kolizji kontynentalnej pasma waryscyjskiego (Narkiewicz, 2021 – por. literatura do części „Metodyka”). Procesy orogeniczne miały

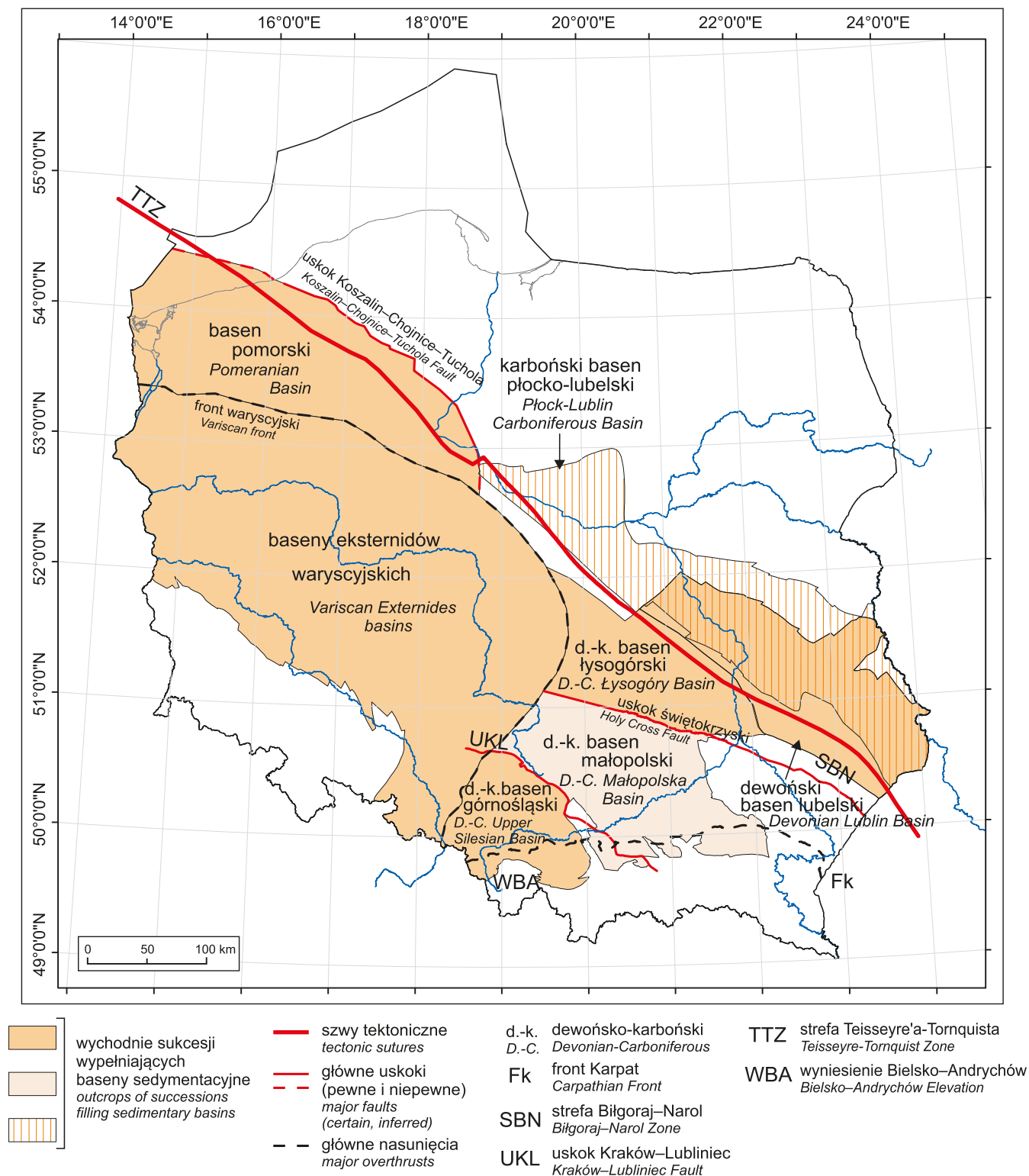


Fig. 4. Baseny eksternidów waryscyjskich i przedpola waryscydyń

Basins of the Variscan Externides and their foreland

największy wpływ na powstanie i rozwój basenów eksternidów waryscyjskich (morawsko-śląsko-wielkopolskich) oraz basenu górnośląskiego – karbońskiego zapadliska przedgórskiego. Baseny strzebiński i głucholaski, formalnie należące

do eksternidów waryscyjskich, zostały opisane dalej w grupie basenów sudeckich. Z tymi ostatnimi wiąże je szcążkowe zachowanie – słaby stopień rozpoznania silnie zdeformowanej i częściowo zmetamorfizowanej serii osadowej dewonu.

Dewoński basen lubelski



Plan strukturalny:
podkarboński.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
dewon (bez lochkowu).

Powierzchnia wychodni: 19 827 km².

Zasięg regionalny. Zasięg basenu (fig. 4) odpowiada wydłużonej (NW–SE) strefie podpowierzchniowych wychodni dewonu między rejonem Wilgi na południu od Warszawy a granicą państwa na południowym wschodzie (Narkiewicz i in., 2011, fig. 1B). Granica północna pokrywa się głównie z erozyjnym zasięgiem dewonu (Żelichowski w: Żelichowski, Kozłowski, 1983, tabl. 7). Granica południowo-zachodnia została ustalona przez Narkiewicza i in. (2011, fig. 1B) na podstawie nielicznych profili wiertniczych i ma charakter wstępny. Granica wschodnia i południowo-wschodnia odpowiada granicom państwa z Białorusią i Ukrainą, z wyjątkiem części zrębu łukowskiego pozbawionej osadów dewońskich.

Wypełnienie osadowe. Najniższą część wypełnienia osadowego tworzą lądowe klastyki formacji zwolenńskiej leżące na otwarto- i przybrzeżnomorskich osadach najniższego dewonu (fm. sycyńska i czarnolesska). Klastyki te, określane wcześniej jako *old red*, mają charakter aluwialnych warstw czerwonych o zmiennej miąższości (200–1300 m) uwarunkowanej przez blokowe ruchy podłoża. Wyżej leżą niegrube (200–300 m), silnie zróżnicowane osady dewonu środkowego, obejmujące litofacje od klastycznych, przez lądowe, po lagunowe, siarczanowe i otwartomorskie węglanowe. Są one z kolei przykryte grubszą (do 2–3 km) serią górnodewońską złożoną w dolnej części z osadów węglanowych i ewaporatowych, a wyżej z marglistych i klastycznych litofacji fameńskich. Obszerne podsumowanie litostratygrafii i charakterystyki facjalnej dewonu lubelskiego przedstawiono w pracach Miłaczewskiego (1981) i Narkiewicza (2011).

Geneza basenu. Rozwój opisywanego basenu dewońskiego został zainicjowany w warunkach ekstensyjnych w wyniku blokowych ruchów podłoża, w związku z powstawaniem oceanu renohercyńskiego na przedpolu rozpadającego się orogenu kaledońskiego (Narkiewicz, 2007, 2020). W dewonie środkowym subsydencja tektoniczna uległa zahamowaniu, przechodząc w niewielkie regionalne wypiętrzenie,

które jednak nie doprowadziło do erozji dzięki silnemu wzrostowi eustatycznemu. W późnym dewonie subsydencja była uwarunkowana głównie aktywnością regionalnych podłużnych stref tektonicznych w reżimie *pull-apart*, na co nakładały się zdarzenia eustatyczne (Narkiewicz, 2007, 2020; Narkiewicz i in., 2011). Ruchy pionowe i deformacje blokowe o znacznej amplitudzie oraz regionalne wypiętrzenie u schyłku dewonu i we wczesnym karbonie (faza bretońska – Narkiewicz, 2020) są odpowiedzialne za znaczną lokalnie erozję i niezgodne zaleganie wyższego wizenu (por. karboński basen płocko-lubelski) na różnych ogniwach dewonu.

Uwagi. Omawiana jednostka była w dewonie częścią większego basenu lubelsko-lwowskiego ciągnącego się poza wschodnią granicę Polski na obszar Ukrainy (Miłaczewski, 1981; Pożaryski, Dembowski, 1983). We wcześniejszej literaturze dewoński basen lubelski bywał włączany do szerzej definiowanej jednostki obejmującej również karbon (Narkiewicz, 2007). Odrębne definiowanie karbońskiego basenu płocko-lubelskiego (por. dalej) jest uzasadnione istnieniem wyraźnej niezgodności i luki stratygraficznej między dewonem a karbonem, związanej z tektoniką bretońską, a ponadto odmiennym (przekraczającym ku NE, a węższym na SW) rozprzestrzenieniem karbonu. Należy podkreślić, że oddzielenie dewońskiego basenu lubelskiego od basenu podlasko-lubelskiego jest do pewnego stopnia arbitralne, bowiem na ogół brak jest wyraźnej niezgodności w spągu opisywanych osadów. To oddzielenie uzasadnia kontrast w rozwoju sedymentacji – przejście od depozycji morskiej i przybrzeżnomorskiej lochkowu do lądowych facji typu osadów czerwonych pragu i emsu w warunkach silnej tektoniki blokowej w reżimie ekstensyjnym.

Literatura:

- MIŁACZEWSKI L., 1981 – Dewon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. *Pr. Inst. Geol.*, **101**: 1–90.
- NARKIEWICZ M., 2007 – Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, **51**, 3: 231–256.
- NARKIEWICZ M., 2011 – Litostratygrafia, systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu basenu lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 53–146.
- NARKIEWICZ M., 2020 – The Variscan foreland in Poland revisited: new data and new concepts. *Geol. Quart.*, **64**, 2: 377–401.
- NARKIEWICZ M., NARKIEWICZ K., TURNAU E., 2011 – Rozwój sedymentacji dewońskiej w basenie łysogórsko-radomskim i lubelskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 289–318.

POŻARYSKI W., DEMBOWSKI Z., (red.), 1983 – Geological map of Poland and neighbouring countries without Cenozoic, Mesozoic and Permian deposits, 1:1 000 000. Inst. Geol. Warszawa.

ŻELICHOWSKI A.M., KOZŁOWSKI S., (red.), 1983 – Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Inst. Geol., Warszawa.

Karboński basen płocko-lubelski



Plan strukturalny:
podpermski.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
późny wizen (późny turnej?) –
późny westfal (późny moskow).

Powierzchnia wychodni: 29 776 km².

Zasięg regionalny. Zasięg jednostki (fig. 4) odpowiada wydłużonej (NW–SE) strefie podpowierzchniowych wychodni karbonu ciągnącej się wzdłuż TTZ, głównie na platformie wschodnioeuropejskiej, od rejonu Torunia na północnym-zachodzie po granicę państwa na południowo-wschodzie (Pożaryski, Dembowski, 1983; Żelichowski, Kozłowski, 1983; Waksmundzka w: Modliński, 2010, tabl. 36). Granica południowo-zachodnia w odcinku południowym biegnie wzdłuż zasięgu wychodni karbonu na kontakcie z dewońskimi osadami elewacji radomsko-kraśnickiej, natomiast ku północy pokrywa się niemal dokładnie ze strefą TTZ. Granice północna i północno-wschodnia odpowiadają erozyjnemu zasięgowi karbonu niezgodnie leżącego na dewonie i dolnym paleozoiku. Zakończenie północno-zachodnie jest słabo rozpoznane, wyznaczono je na przedłużeniu ku południu strefy uskoku Kozalin–Chojnice–Tuchola. Ta ostatnia strefa odpowiada granicy z basenem pomorskim.

Wypełnienie osadowe. W spągu osadów karbońskich występują ładowe, wulkanoklastyczne zlepionce i piaskowce zaliczane ostatnio hipotetycznie do turnaju górnego (Waksmundzka i in., 2021). Zasadnicze wypełnienie basenu składa się w dolnej części z ilasto-węglanowych osadów wizenu górnego–najniższego namuru (miąższość: 50–200 m), przykrytych paralicznymi klastykami z pokładami węgla, należącymi do namuru A (do 600 m). Wyżej, z luką stratygraficzną, leżą głównie ilasto-mułowcowo-piaszczyste, węglonośne osady aluwialne wyższego namuru i westfalu, o łącznej miąższości do 1500 m (Skompski, 1996; Narkiewicz i in., 2007; Waksmundzka, 2010).

Geneza basenu. Powstanie basenu było związane z ekstensją skorupy kratonicznej w środkowym wizenie, poprzedzoną intruzjami skał maficznych na przełomie turnaju i wizenu. Następnie basen rozwijał się w reżimie transtensyjnym (*pull-apart*) uwarunkowanym oddziaływaniem skorupowych naprężeń wzdłuż strefy TTZ, w tym przenoszonych od

strefy kolizji waryscyjskiej na południe i zachód od basenu (Narkiewicz, 2007, 2020). Inwersja strukturalna basenu nastąpiła w trakcie końcowej fazy kompresji orogenicznej waryscyjskiej równoległe z regionalnym wypiętrzeniem orogenu waryscyjskiego i jego przedpola w późnym karbonie. Inwersji waryscyjskiej towarzyszył ogólnie transpresyjny charakter deformacji (Narkiewicz i in., 2007; Narkiewicz, 2020).

Uwagi. Basen płocko-lubelski jest częścią większego basenu ciągnącego się poza wschodnią granicę Polski na przyległy obszar zachodniej Ukrainy (Pożaryski, Dembowski, 1983). We wcześniejszych opracowaniach basen karboński bywał włączany do jednostki szerszej definiowanej (basenu lubelskiego lub mazowiecko-lubelskiego) obejmującej również dewon w części centralnej i południowo-wschodniej (Narkiewicz, 2007; por. też szersza definicja basenu w pracy Narkiewicza, 2020). W niniejszym opracowaniu dewon został zaliczony do odrębnego basenu lubelskiego. Osobne definiowanie karbońskiego basenu płocko-lubelskiego jest uzasadnione istnieniem wyraźnej niezgodności między dewonem a karbonem, związanej z tektoniką bretońską. Dodatkowym powodem jest przekraczające w porównaniu z dewonem występowanie karbonu ku północnemu wschodowi i północnemu zachodowi, natomiast zawężone wzdłuż granicy południowo-zachodniej. Północno-zachodnia część basenu (segment płocki) jest słabo rozpoznana nielicznymi otworami wiertniczymi, w których stwierdzono osady westfalskie niezgodnie leżące na sylurze (Żelichowski, 1987).

Literatura:

- MODLIŃSKI Z. (red.), 2010 – Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., 2007 – Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, **51**, 3: 231–256.
- NARKIEWICZ M., 2020 – The Variscan foreland in Poland revisited: new data and new concepts. *Geol. Quart.*, **64**, 2: 377–401.
- NARKIEWICZ M., JAROSIŃSKI M., KRZYWIEC P., WAKSMUNDZKA M.I., 2007 – Regionalne uwarunkowania rozwoju i inwersji basenu lubelskiego w dewonie i karbonie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **442**: 19–34.
- POŻARYSKI W., DEMBOWSKI Z., (red.), 1983 – Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, 1:1 000 000. Inst. Geol., Warszawa.

- SKOMPSKI S., 1996 – Stratigraphic position and facies significance of the limestone bands in the subsurface Carboniferous succession of the Lublin Upland. *Acta Geol. Pol.*, **46**, 3/4: 171–268.
- WAKSMUNDZKA M.I., 2010 – Sequence stratigraphy of Carboniferous paralic deposits in the Lublin Basin (SE Poland). *Acta Geol. Pol.*, **60**, 4: 557–597.
- WAKSMUNDZKA M.I., KOZŁOWSKA A., PAŃCZYK M., 2021 – A putative Tournaisian and Visean volcanic-sedimentary succession in the Lublin Basin, SE Poland:

depositional processes, petrological characteristics and sequence stratigraphy. *Acta Geol. Pol.*, **71**, 3: 305–344. DOI: 10.24425/agp.2020.134559.

- ŻELICHOWSKI A.M., 1987 – Development of the Carboniferous of the SW margin of the East-European Platform in Poland. *Prz. Geol.*, **35**, 5: 230–237.
- ŻELICHOWSKI A.M., KOZŁOWSKI S. (red.), 1983 – Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Inst. Geol., Warszawa.

Dewońsko-karboński basen górnośląski



Plan strukturalny:
podpermski.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
wczesny dewon (ems)–późny karbon.

Powierzchnia wychodni: 9078 km².

Zasięg regionalny. Zasięg basenu (fig. 4) odpowiada trójkątnym w zarysie wychodniom powierzchniowym i podpowierzchniowym dewonu i karbonu w obrębie bloku górnośląskiego, jednostki regionalnej o przeddewońskich uwarunkowaniach tektonicznych (fig. 1). Basen górnośląski graniczy od północnego zachodu z basenami eksternidów waryscyjskich wzdłuż nasunięcia orłowsko-boguszowickiego (Buła, Żaba, 2005; Buła i in., 2008a). Od północnego wschodu jest ograniczony w swojej północnej części uskokiem Kraków–Lubliniec (Żaba, 1999). Południowa granica odpowiada w różnym stopniu rozpoznanemu, erozyjnemu zasięgowi dewonu i karbonu na elewacji starszego podłoża Karpat, w tym głównie na wyniesieniu Bielsko–Andrychów (Narkiewicz, 2007; Buła i in., 2008b), a w odcinku zachodnim pokrywa się z granicą państwową z Czechami.

Wypełnienie osadowe. Osady dewońskie i karbońskie niezgodnie i przekraczająco leżą na różnych ogniwach starszego paleozoiku i ediakaru, a w części południowej również na podłożu krystalicznym wyniesienia Bielsko–Andrychów. Sukcesja osadowa jest dwudzielna. Część dolna, o miąższości od kilkuset metrów do nieco ponad 1 km, obejmuje głównie różnorodnie płytkomorskie osady węglanowe, zaliczane do dewonu środkowego–wizenu środkowego, podścielone cienkimi klastykami podstawowymi i dolnodewońskimi (Narkiewicz, 2005). Na węglanach niezgodnie i z różnych rozmiarów luką erozyjną leży seria klastyczna wyższego wizenu do westfalu o pierwotnej miąższości szacowanej na ok. 10 km w części zachodniej, malejącej do ok. 1 km ku wschodowi (Kotas, 1994; Narkiewicz, 2020). W dolnej części, obejmującej głównie serpuchow (namur A), złożo-

na jest w większości z osadów morskich – dystalnych odpowiedników facji fliszowych basenu morawsko-śląskiego (por. baseny eksternidów waryscyjskich). Ku górze przechodzi ona w cykliczną sedimentację węglonośną, początkowo z udziałem facji morskich, a od środkowego baszkirow – po epizodzie erozji i niedepozycji – o charakterze wyłącznie lądowym – aluwialnym (Kędzior i in., 2007).

Geneza basenu. Dewońsko-karboński basen górnośląski powstał jako perykontynentalny zbiornik szelfowy, a od późnego wizenu został włączony w obręb basenu przedgórskiego waryscyjskiego. W związku z tym basen ma charakter poligenetyczny – podlegał wieloetapowej ewolucji w różnych reżimach tektonicznych. Od dewonu do wczesnego–środkowego wizenu stanowił część rozległego szelfowego ciągu zbiorników na obrzeżu kontynentu Eurameryki, rozwijającego się w reżimie ogólnie ekstensyjnym. W serpuchowiu stał się dystalną częścią fliszowego basenu przedgórskiego na przedpolu pasma morawsko-śląskiego (por. baseny eksternidów waryscyjskich). W serpuchowiu i wczesnym baszkirowie (namur A) reprezentował przedgórski basen paraliczny, który następnie, od środkowego baszkirowa przekształcił się w typowy lądowy („molasowy”) basen węglowy (Kotas, 1994; Narkiewicz, 2007, 2020). Rozwój basenu zakończyło wypiętrzenie orogenu waryscyjskiego i jego przedpola w najpóźniejszym karbonie, prawdopodobnie w późnym moskowie–kazimowie (przełom westfalu i stefanu).

Uwagi. Dewońsko-karbońskie osady autochtoniczne najprawdopodobniej przedłużają się pod nasunięciami frontalnymi eksternidów waryscyjskich. Przyszłe badania mogą więc doprowadzić do rozszerzenia zasięgu basenu ku zachodowi.

Literatura:

- BUŁA Z., ŻABA J., 2005 – Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. *W: Geologia i zagadnienia ochrony środowiska w regionie górnośląskim* (red. J. Jureczka i in.): 14–42. Przewodnik 76. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Rudy k. Rybnika, 14–16.09.2005 r. Państw. Inst. Geol., Pol. Tow. Geol., Warszawa.

- BUŁA Z., BYŚ I., FLOREK R., HABRYN R., JACHOWICZ M., KWARCINŃSKI J., LASKOWICZ R., LISZKA B., MADEJ K., MAKSYM A., MARKOWIAK M., PIETRUSIAK M., PROBULSKI J., RYŁKO W., SALWA S., SIKORA R., STARYSZAK G., TABOL-WÓJCIK P., TOMAŚ A., ZACHARSKI J., 2008a – Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpacciego. Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- BUŁA Z., ŻABA J., HABRYN R., 2008b – Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski). *Prz. Geol.*, **56**, 10: 912–920.
- KĘDZIOR A., GRADZIŃSKI R., DOKTOR M., GMUR D., 2007 – Sedimentary history of a Mississippian to Pennsylvanian coal-bearing succession: an example from the Upper Silesia Coal Basin, Poland. *Geol. Mag.*, **144**: 487–496.
- KOTAS A., 1994 – Coal-bed methane potential of the Upper Silesian Coal Basin, Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **142**: 1–81.
- NARKIEWICZ M., 2005 – Seria węglanowa dewonu i karbonu w południowej części bloku górnośląskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **182**: 1–46.
- NARKIEWICZ M., 2007 – Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, **51**, 3: 231–256.
- NARKIEWICZ M., 2020 – The Variscan foreland in Poland revisited: new data and new concepts. *Geol. Quart.*, **64**, 2: 377–401.
- ŻABA J., 1999 – Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **166**: 1–162.

Dewońsko-karboński basen małopolski



Plan strukturalny:
podpermski.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
wczesny dewon (prag)–wczesny karbon (wizen–?namur A)

Powierzchnia wychodni: 18 100 km².

Zasięg regionalny. Basen obejmuje wychodnie powierzchniowe i podpermsko-mezozoiczne dewonu i karbonu głównie w obrębie bloku małopolskiego – jednostki regionalnej o starszych, przeddewońskich założeniach tektonicznych (fig. 1). Granice północna i południowo-zachodnia przebiegają odpowiednio wzdłuż uskoku świętokrzyskiego i (w znacznej części) uskoku Kraków–Lubliniec (Buła i in., 2008) (fig. 4). Część północno-zachodnia basenu jest słabo rozpoznana; granicę wyznaczono tu wzdłuż hipotetycznego przebiegu nasunięcia frontального eksternidów waryscyjskich (Narkiewicz, 2007). Erozyjna granica południowo-wschodnia ma przebieg skomplikowany i częściowo nieustalony, zwłaszcza w rejonie brzegu Karpat. Poprowadzono ją wzdłuż zasięgu wychodni dewonu i karbonu na podstawie mapy Buły i in. (2008, tabl. 7), „wyglądając” nieco jej przebieg, a pomijając niewielkie izolowane ostańce erozyjne położone z dala od zwartych wychodni.

Wypełnienie osadowe. Wypełnienie basenu jest znane głównie z odsłoneń powierzchniowych w południowym rejonie Gór Świętokrzyskich, słabiej z wierceń w południowej części basenu. Osady dewońskie, w spągu reprezentowane przez podstawowe klastyki pragu–dolnego eiflu o różnicowanej miąższości (kilka do ok. 200 m), leżą niezgodnie

na różnych ogniwach dolnego paleozoiku (por. wczesno-paleozoiczny basen bloku małopolskiego). Dewon składa się głównie z osadów węglanowych o łącznej miąższości ok. 1 km, w niższej części o charakterze płytkomorskiej platformy węglanowej, ku górze, w dewonie górnym, przechodzących w facje margliste głębszego szelfu (Szulczewski, 1995). Granica dewonu z karbonem ma zróżnicowany charakter – od ciągłego przejścia (częściowo region południowy Gór Świętokrzyskich) po różnych rozmiarów luki sedymentacyjne i niezgodności kątowe (głównie południowa część basenu). Karbon dolny jest wykształcony w niższej części w zróżnicowanych facjach marglistych, skondensowanych do ilastych z radiolarytami i tufitami, a wyżej – jako osady ilasto-mułowcowo-piaszczyste z materiałem szarogłazowym (Żakowa, Migaszewski, 1995). Całkowita obecna miąższość karbonu jest szacowana na kilkaset metrów, aczkolwiek pierwotnie mogła przekraczać 1 km w południowym rejonie Gór Świętokrzyskich (Narkiewicz i in., 2010).

Geneza basenu. Basen utworzył się na obrzeżeniu kontynentalnym Eurameryki i rozwijał się w reżimie ogólnie ekstensyjnym jako basen perykratoniczny w warunkach malejącej subsydencji związanej z termicznym osiadaniami podłoża. Obie ramowe strefy tektoniczne – o starszych założeniach skorupowych (Narkiewicz, Petecki, 2017), były z różnym natężeniem aktywne jako synsedymencyjne strefy uskokowe w dewonie i karbonie. W późnym wizenie i ?wczesnym namurze basen został objęty procesami tektonosedymencyjnymi dystalnego przedpola orogenu waryscyjskiego (Narkiewicz, 2007, 2020). Na dewonie i karbonie dolnym niezgodnie leżą różne ogniwia permu i mezozoiku. Rozwój basenu zakończyło wypiętrzenie związane z kumulacją naprężeń kompresyjnych przenoszonych od strefy orogenu waryscyjskiego, poczynając prawdopodobnie już od wczesnego namuru (serpuchowu) (Narkiewicz, 2007, 2020). Wypiętrzeniu towarzyszyły deformacje transpresyjne, szczególnie wzdłuż obu dyslokacji ramowych.

Uwagi. W przyszłości zasięg basenu ku północnemu zachodowi może się rozszerzyć, o ile przyszłe badania wykażą obecność autochtonicznych osadów dewonu i karbonu pod zakładanymi frontalnymi nasunięciami zewnętrznej części eksternidów waryscyjskich.

Literatura:

- BUŁA Z., BYŚ I., FLOREK R., HABRYN R., JACHOWICZ M., KWARCINŃSKI J., LASKOWICZ R., LISZKAB., MADEJ K., MAKSYMA., MARKOWIAK M., PIETRUSIAK M., PROBULSKI J., RYŁKO W., SALWA S., SIKORA R., STARYSZAK G., TABOL-WÓJCIK P., TOMAŚ A., ZACHARSKI J., 2008 – Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., 2007 – Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, **51**, 3: 231–256.
- NARKIEWICZ M., 2020 – The Variscan foreland in Poland revisited: new data and new concepts. *Geol. Quart.*, **64**, 2: 377–401.
- NARKIEWICZ M., PETECKI Z., 2017 – Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. *Geol. Quart.*, **61**, 2: 502–520.
- NARKIEWICZ M., RESAK M., LITTKER., MARYNOWSKI L., 2010 – New constraints on the Middle Palaeozoic to Cenozoic burial and thermal history of the Holy Cross Mts. (Central Poland): results of numerical modelling. *Geol. Acta*, **8**, 2: 189–205.
- SZULCZEWSKI M., 1995 – Depositional evolution of the Holy Cross Mts. (Poland) in the Devonian and Carboniferous – a review. *Geol. Quart.*, **39**, 4: 471–488.
- ŻAKOWA H., MIGASZEWSKI Z., 1995 – Góry Świętokrzyskie Mts. *W: The Carboniferous System in Poland* (red. A. Zdanowski, H. Żakowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **148**: 109–115.

Dewońsko-karboński basen łysogórski



Plan strukturalny:
podpermski.

OGólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
wczesny dewon–missisip.

Powierzchnia wychodni: 12 841 km².

Zasięg regionalny. Basen łysogórski (wcześniej określany również jako łysogórsko-radomski – Narkiewicz i in., 2011) obejmuje wschodnie dewonu i karbonu w obrębie klinowatego w zarysie bloku łysogórskiego (fig. 1, 4). Granica południowo-zachodnia, z basenem małopolskim, przebiega wzdłuż strefy uskoku świętokrzyskiego. Granica północno-wschodnia, z basenem lubelskim (w dewonie) i płocko-lubelskim (w karbonie), związana jest z krawędzią platformy wschodnioeuropejskiej (TTZ), aczkolwiek w szczegółach ma ona prawdopodobnie charakter strefy przejściowej o bardziej urozmaiconym przebiegu (Narkiewicz i in., 2011). Granica północno-zachodnia jest słabo rozpoznana, wyznaczono ją wzdłuż hipotetycznego przebiegu nasunięcia frontального eksternidów waryscyjskich (Narkiewicz, 2007). Zamknięcie basenu od strony południowo-wschodniej jest również niejasne wobec słabego rozpoznania podłoża jury w rejonie strefy Biłgoraj–Narol (Buła i in., 2008).

Wypełnienie osadowe. Dolno-środkowodewońskie wypełnienie osadowe jest dobrze rozpoznane na obszarze wschodni w północnym regionie Gór Świętokrzyskich i w kilku reperowych profilach wiertniczych. Składa się z serii różnorodnych klastyków nie najniższego dewonu

dolnego (prag–ems), o miąższości 0,5–1,5 km, oraz serii środkowodewońskiej obejmującej ok. 1 km osadów głównie ilasto-marglistych i węglanowych (Narkiewicz, 2011; Narkiewicz i in., 2011). Słabiej rozpoznany dewon górny ma wykształcenie głównie węglanowe i miąższość rzędu setek metrów. Stwierdzony w kilku otworach missisip (górnym turnej–?dolnym wizen) jest reprezentowany przez osady morskie – piaskowce arkozowe z materiałem piroklastycznym, przeławiczone iłowcami i mułowcami, o łącznych miąższościach rzędu kilkuset metrów (Krzemiński, 1999; Jaworowski, 2002).

Geneza basenu. Basen powstał jako perykratoniczny zbiornik szelfowy w reżimie ogólnie ekstensyjnym, a subsydencja była uwarunkowana aktywnością obu ramowych stref tektonicznych, przy mniejszym udziale zdarzeń eustatycznych (Narkiewicz, 2007; Narkiewicz i in., 2011). Tektoniczne ramy basenu zostały określone przez wcześniejszy, przeddewoński plan strukturalny bloku łysogórskiego (por. wczesnopaleozoiczny basen bloku łysogórskiego; Narkiewicz, Petecki, 2017). Osady dewońskie i karbońskie są niezgodnie przykryte różnymi ogniwami permu i mezozoiku. Podobnie jak w przypadku równowiekowego basenu małopolskiego, rozwój opisywanego basenu zakończył się przypuszczalnie w późnym missisipie (serpuchow) wypiętrzeniem spowodowanym kumulacją naprężeń kompresyjnych związanych z kolizją waryscyjską na południowym zachodzie i południu (Narkiewicz, 2007, 2020). Wypiętrzeniu towarzyszyły deformacje transpresyjne, szczególnie wzdłuż obu dyslokacji ramowych.

Uwagi. W przypadku udokumentowanego przedłużania się autochtonicznych osadów dewonu i karbonu ku zachodowi poza front waryscyjski, może ulec poszerzeniu również

zasięg basenu łysogórskiego. Także jego granica południowo-wschodnia może ulec modyfikacji w miarę napływu nowych materiałów terenowych.

Literatura:

- BUŁA Z., BYŚ I., FLOREK R., HABRYN R., JACHOWICZ M., KWARCINŃSKI J., LASKOWICZ R., LISZKAB., MADEJ K., MAKSYMA., MARKOWIAK M., PIETRUSIAK M., PROBULSKI J., RYŁKO W., SALWA S., SIKORA R., STARYSZAK G., TABOL-WÓJCIK P., TOMAŚ A., ZACHARSKI J., 2008 – Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- JAWOROWSKI K., 2002 – Geotectonic significance of Carboniferous deposits NW of the Holy Cross Mts. (central Poland). *Geol. Quart.*, **46**, 3: 267–280.
- KRZEMIŃSKI L., 1999 – Anorogeniczne piaskowce karbonu z północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **47**, 11: 978–986.
- NARKIEWICZ M., 2007 – Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, **51**, 3: 231–256.
- NARKIEWICZ M., 2011 – Stratygrafia, systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu środkowego i franu basenu łysogórsko-radomskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 7–52.
- NARKIEWICZ M., 2020 – The Variscan foreland in Poland revisited: new data and new concepts. *Geol. Quart.*, **64**, 2: 377–401.
- NARKIEWICZ M., PETECKI Z., 2017 – Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. *Geol. Quart.*, **61**, 2: 502–520.
- NARKIEWICZ M., NARKIEWICZ K., TURNAU E., 2011 – Rozwój sedymentacji dewońskiej w basenie łysogórsko-radomskim i lubelskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 289–318.

Basen pomorski



Plan strukturalny:
podpermski.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
dewon środkowy–późny karbon.

Powierzchnia wychodni: 28 217 km².

Zasięg regionalny. Basen obejmuje wydłużone w kierunku NW–SE, klinowate w zarysie, wychodnie podpermskie (fig. 4), ograniczone od północnego wschodu strefą uskoku Kozalin–Chojnice–Tuchola (wyznaczoną na podstawie mapy Pożaryskiego i Dembowskiego, 1983), a od południa – frontem deformacji waryscyjskich o hipotetycznym przebiegu (Narkiewicz, 2007). Tak więc formalnie należy on częściowo do kategorii basenów przedpermskich platformy wschodnioeuropejskiej.

Wypełnienie osadowe. Wypełnienie osadowe w części dewońskiej składa się z różnorodnych morskich klastycznych i siarczanowych (zwłaszcza w partiach dolnych i najwyższych) oraz marglisto-węglanowych osadów dewonu środkowego i górnego, o zróżnicowanej miąższości rzędu 2–4 km (Matyja, 2006). Na osadach tych leżą zgodnie, aczkolwiek miejscami ze znaczną luką stratygraficzną, zaliczane do wyższego turneju i wizenu klastyki lądowe i morskie z domieszką piroklastyczną i lokalnie rozwiniętymi utworami platform węglanowych, o łącznej miąższości rzędu 1 km (Lipiec, Matyja, 1998). Niezgodnie leżące klastyki lądowe

westfalu B do stefanu A–B osiągają miąższości kilkusetmetrowe, rzadko przekraczające 1 km (Żelichowski, 1995).

Geneza basenu. Basen powstał po etapie kompresyjnych deformacji kaledońskich u schyłku syluru, jako perykratoniczny zbiornik szelfowy w reżimie ogólnie ekstensyjnym (Narkiewicz, 2007). W pierwszej fazie (dewon środkowy–wczesny karbon) pogrążanie było związane z wygasającym osiadaniem termicznym w rejonie pasywnego obrzeża Eurameryki, natomiast w późnym karbonie (westfal B do stefanu A–B) obocznie nieciągła sedymentacja zachodziła prawdopodobnie w rowach tektonicznych (typu *pull-apart?*) o kierunku WNW (Żelichowski, 1995; Narkiewicz, 2007). Koniec rozwoju basenu nastąpił w związku z regionalnym wypiętrzeniem przedpola orogenu waryscyjskiego w najpóźniejszym karbonie (późna część stefanu) i najwcześniejszym permie.

Uwagi. Tektoniczna granica północno-wschodnia jest zarazem granicą erozyjną, a pierwotny zasięg basenu ku północnemu wschodowi był przypuszczalnie znacznie większy. W dewonie i, co mniej prawdopodobne, we wczesnym karbonie basen pomorski miał przypuszczalnie okresowe połączenie z basenem bałtyckim (Żelichowski, 1987). Granica południowa nie jest rozpoznana z powodu przykrycia przez grube osady permu i mezozoiku. W rzeczywistości osady basenu mogą ciągnąć się pod zewnętrzną częścią osadów karbonu eksternidów waryscyjskich, prawdopodobnie znacznie nasuniętych na przedpole. W miarę lepszego rozpoznania osadów górnokarbońskich (westfal–stefan) może okazać się zasadne przypisanie ich do odrębnych niewielkich basenów o charakterze rowów tektonicznych (basenów *pull-apart?*).

Literatura:

- LIPIEC M., MATYJA H., 1998 – Architektura depozycyjna basenu dolnokarbońskiego na obszarze pomorskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 101–112.
- MATYJA H., 2006 – Stratygrafia i rozwój facjalny osadów dewonu i karbonu w basenie pomorskim i w zachodniej części basenu bałtyckiego a paleogeografia północnej części TESZ w późnym paleozoiku. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**: 79–122.
- NARKIEWICZ M., 2007 – Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, **51**, 3: 231–256.

- POŻARYSKI W., DEMBOWSKI Z., (red.), 1983 – Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, 1:1 000 000. Inst. Geol., Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1987 – Zarys sedymentacji i paleotektoniki. Paleozoik podpermski. *W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża* (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, **119**: 152–155.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1995 – Western Pomerania. *W: The Carboniferous System in Poland* (red. A. Zdanowski, H. Żakowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **148**: 97–102.

Baseny eksternidów waryscyjskich

Plan strukturalny:
podpermski

Ogólny charakter basenów:
włączone w górotwór

Wiek:
?późny dewon–pensylwan (westfal)

Powierzchnia wychodni: 75 898 km².

Zasięg regionalny. W segmencie południowo-wschodnim omawiane baseny (fig. 4) obejmują obszar morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego (Buła, Żaba, 2005), natomiast w północnym i zachodnim – eksternidy wielkopolskie. Obie te części są łącznie określane przez Pożaryskiego i in. (1992) jako waryscyjskie eksternidy wielkopolsko-morawsko-śląskie. Granica wewnętrzna (od strony orogenu) odpowiada przykrytej mezo-kenozoikiem tektonicznej strefie kontaktu osadów karbońskich z krystalicznym podłożem bloku sudeckiego (strefa uskoku Odry – por. Mazur i in., 2010), a następnie zakręca ku południowi i biegnie wzdłuż przykrytego osadami mezozoicznymi kontaktu metamorficznej serii (grupy) Vrbna (baseny głuchołaski i strzeliński) ze słabo zmetamorfizowanymi morskimi klastykami karbonu dolnego (Pożaryski, Dembowski, 1983; Żaba i in., 2005). Granica zewnętrzna, z przedpołem orogenu, w regionie górnośląskim odpowiada granicy z dewońsko-karbońskim basenem górnośląskim i biegnie wzdłuż zachodniego zasięgu wychodni węglonośnego karbonu górnego (Pożaryski, Dembowski, 1983). Według Buły i Żaby (2005) odpowiada on strefie nasunięcia orłowsko-boguszowickiego (por. też Buła i in., 2008). Na północy i zachodzie, w rejonie eksternidów wielkopolskich, granica ta, interpretowana tu jako front deformacji waryscyjskich, jest ukryta pod osadami permu-mezozoiku. Jej hipotetyczny przebieg przyjęto za interpretacją Narkiewicza (2007).

Wypełnienie osadowe. W strefie morawsko-śląskiej wypełnienie osadowe obejmuje ciemne osady ilasto-piaszczyste z wkładkami piroklastycznymi formacji andelskohorskiej, hornobeneszowskiej, morawickiej i hradecko-kyjowickiej, zaliczane łącznie do górnego dewonu(?)–dolnego namuru (Żaba i in., 2005). Leżąca niezgodnie na dewonie szarogłazowa seria fliszowa karbonu dolnego odznacza się znacznymi miąższościami, szacowanymi maksymalnie na 7,5 km w części zachodniej, malejącymi ku wschodowi (Buła, Żaba, 2005). Wzdłuż granicy zachodniej osady te uległy słabemu metamorfizmowi. W rejonie eksternidów wielkopolskich sukcesja karbońska, o miąższości przekraczającej 2,5 km, jest dwudzielna (Żelichowski, 1995). Kompleks starszy, datowany na wizen–namur A, składa się z ciemnych, rytmicznie warstwowanych osadów ilasto-piaszczystych, arkozoowo-szarogłazowych ze skamieniałościami morskimi (m.in. goniatyty) i szczątkami roślin. Kompleks młodszy (westfal) tworzą jasnoszare i szare iłowce oraz piaskowce kwarcowe z siewką roślinną, ale bez skamieniałości morskich. Oba kompleksy są objęte deformacjami fałdowo-nasunięciowymi o wergencji północno-wschodniej (Mazur i in., 2010)

Geneza basenu. W skład basenów eksternidów waryscyjskich wchodzi przedgórskie synorogeniczne morskie baseny fliszowe (pasmo morawsko-śląskie i kompleks dolny eksternidów wielkopolskich), a także lądowe/paraliczne baseny molasowe (kompleks górny), w tym hipotetyczne zagłębienia węglowe. Baseny rozwijały się od początku karbonu, ewentualnie już w najpóźniejszym dewonie, na przedpołu nasuwających się od zachodu i południa jednostek wewnętrznego orogenu sudeckiego i Sudetów Wschodnich. Rozwój sedymentacji w omawianych basenach zakończył się wraz z końcowymi deformacjami kompresyjnymi i wypiętrzeniem waryscyjskiego (sudeckiego) basenu przedgórskiego po westfalu C, a przed permem (Mazur i in., 2010).

Uwagi. Szerzej rozumiany basen morawsko-śląski obejmuje karbońskie osady kulmu (fliszowe) dominujące na zachodzie oraz osady węglonośne (molosowe) charakterystyczne dla Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) (Unrug, Dembowski, 1971). Na potrzeby niniejszego opracowania osobno wydzielono basen węglowy wraz z podłożem dolnokarbońskim i dewońskim jako dewońsko-karboński basen górnośląski. Eksternidy wielkopolskie są słabo rozpoznane i najprawdopodobniej obejmują różne genetycznie i wiekowo baseny fliszowe i molosowe (w tym również być może zagłębia węglowe analogiczne do GZW). Na obecnym etapie badań wydzielenie tych odmiennych basenów nie jest możliwe.

Literatura:

- BUŁA Z., ŻABA J., 2005 – Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. *W: Geologia i zagadnienia ochrony środowiska w regionie górnośląskim* (red. J. Jureczka i in.): 14–42. Przewodnik 76. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Rudy k. Rybnika, 14–16.09.2005 r. Państw. Inst. Geol., Pol. Tow. Geol., Warszawa.
- BUŁA Z., ŻABA J., HABRYN R., 2008 – Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski). *Prz. Geol.*, **56**, 10: 912–920.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., TURNIAK K., KRZEMIŃSKI L., MASTALERZ K., GÓRECKA-NOWAK A., KUROWSKI L., KRZYWIEC P., ŻELIŃCZAK A., FANNING M.C., 2010 – Uplift and late orogenic deformation of the Central European Variscan belt as revealed by sediment provenance and structural record in the Carboniferous foreland basin of western Poland. *Int. J. Earth Sci.*, **99**, 1: 47–64.
- NARKIEWICZ M., 2007 – Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, **51**, 3: 231–256.
- POŻARYSKI W., DEMBOWSKI Z., (red.), 1983 – Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, 1:1 000 000. Inst. Geol., Warszawa.
- POŻARYSKI W., GROCHOLSKI A., TOMCZYK H., KARNKOWSKI P., MORYC W., 1992 – Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. *Prz. Geol.*, **40**, 11: 643–651.
- UNRUG R., DEMBOWSKI Z., 1971 – Rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu morawsko-śląskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **41**, 1: 119–168.
- ŻABA J., CIESIELCZUK J., MALIK K., STRYŻEWSKA-KONIECZNA S., 2005 – Budowa oraz ewolucja strukturalna utworów dewońsko-karbońskich Gór Opawskich (strefa morawsko-śląska). *W: Geologia i zagadnienia ochrony środowiska w regionie górnośląskim* (red. J. Jureczka i in.): 116–127. Przewodnik 76. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Rudy k. Rybnika, 14–16.09.2005 r. Państw. Inst. Geol., Pol. Tow. Geol., Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1995 – Lithostratigraphy and sedimentologic-paleogeographic development. Wielkopolska Region. *W: The Carboniferous System in Poland* (red. A. Zdanowski, H. Żakowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **148**: 148–151.

BASENY SUDECKIE INTERNIDÓW WARYSCYJSKICH

Baseny sudeckie stanowią osobny i pod wieloma względami najtrudniejszy przypadek wyróżniania basenów sedymentacyjnych w Polsce. Powodem jest znaczny stopień deformacji tektonicznych i procesy metamorfizmu zacierające pierwotną architekturę depozycyjną większości basenów. Ich granice przedstawione w niniejszym katalogu (fig. 5) najczęściej mają niewiele wspólnego z pierwotnymi granicami zbiorników sedymentacyjnych i ich ramami paleogeograficznymi i tektonicznymi (z wyjątkiem basenu śródsudeckiego i północnosudeckiego). Obecne granice biegną wzdłuż

szwów tektonicznych oddzielających terrany allochtoniczne, przemieszczone i zdeformowane w trakcie procesów kolizji kontynentalnej, która doprowadziła do powstania orogenu waryscyjskiego. Jeżeli mimo to zdecydowano się włączyć te szczątkowo zachowane baseny do obecnego zestawienia, to z powodu ich specyficznego, możliwego do odcyfrowania zapisu stratygraficznego, a także kierując się nadzieją, że przyszłe badania pozwolą na dokładniejsze zdefiniowanie tych jednostek – być może ze znacznymi modyfikacjami w stosunku do przedstawionej tu wersji.

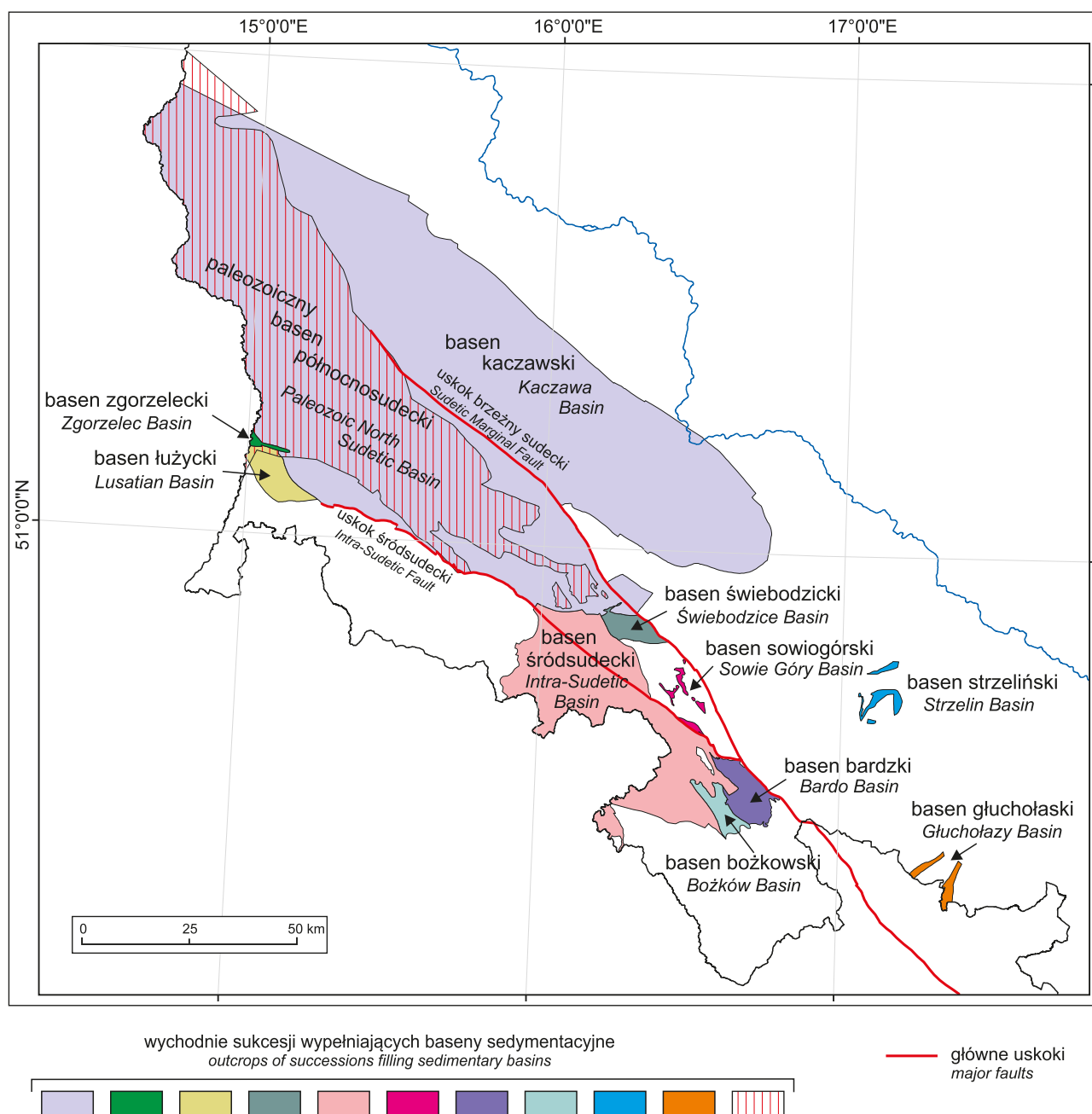


Fig. 5. Baseny sudeckie internidów waryscyjskich

Sudetic basins of the Variscan Internides

Basen bardzki



Plan strukturalny:
podpermski.

Ogólny charakter basenu:
włączony w górotwór.

Wiek:
ordowik–missisip.

Powierzchnia wychodni: 121 km².

Zasięg regionalny. Obecne granice utworów basenu (fig. 5) wyznaczono wg mapy tektonicznej Sudetów i bloku przed-sudeckiego (Cymerman, 2004). Granicę północno-wschodnią, z blokiem przedsudeckim, stanowi uskoki brzeżny sudecki. Od południa i południowego wschodu basen graniczy z granitami masywu kłodzko-złotostockiego, od południowego zachodu, wzdłuż nasunięcia kłodzkiego – z metamorficznym kompleksem kłodzkim (por. basen bożkowski), od północnego zachodu, wzdłuż nasunięcia Czerwieńczyc – z permskim rowem Czerwieńczyc, a od północy graniczy z metamorficznym kompleksem sowiogórskim poprzez pas różnorodnych skał uskokowych (brekcji tektonicznych, kaktaklasytów i mylonitów).

Wypełnienie osadowe. Wypełnienie basenowe tworzyło się w przedziale wiekowym od ordowiku po wczesny karbon (Haydukiewicz, 1990; Chorowska, Wajsprych, 1995) na podłożu krystalicznym, zbudowanym z migmatytów sowiogórskich, ofiolitów środkowsudeckich i amfibolitów masywu kłodzkiego. Osady basenu bardzkiego należą do dwóch niezmetamorfizowanych sukcesji litotektonicznych (Wajsprych, 1986, 1995; Chorowska, Wajsprych, 1995): autochtonicznej (Kłodzko–Wapnica–Srebrna Góra) oraz nasuniętej na nią serii allochtonicznej (Zdanów i Bardo–Młynów). W sukcesji autochtonicznej występują osady: górnodewońskie – wapień, piaskowce (formacja Wapnicy) i czarne łupki; turnej – wapień, piaskowce, mułowce, czarne łupki (formacja z Gołogłowów) oraz brekcje gnejsowe z bioklastami, turbidyty, wapień (formacja z Nowej Wsi Kłodzkiej); wizen (namur A) – flisz i dziki flisz (formacja ze Srebrnej Góry). Miąższość formacji Wapnicy wynosi prawdopodobnie ok. 80 m, a formacji z Gołogłowów dochodzi maksymalnie do 150 m. Miąższość formacji z Nowej Wsi Kłodzkiej dochodzi do ok. 70 m, w tym wapieni do 20 m, natomiast formacja ze Srebrnej Góry osiąga miąższość bliską 400 m (Cymerman i in., 2015). W sukcesji allochtonicznej, w jednostce Bardo–Młynów w dolnej części występują skały pelityczne, a w górnej – piaskowce i zlepienie fliszowe lub fliszopodobne. W jednostce Zdanowa rozpoznano olistolit z olistrostromami – z łupkami i rogowcami ordowiku górnego–dewonu (Wajsprych, 1986, 1995; Chorowska, Wajsprych, 1995). Sumaryczna miąższość skał allochtonicznego kompleksu sylursko-dewońskiego dochodzi prawdopodobnie do 3 km (Cymerman i in., 2015).

Geneza basenu. Sukcesja autochtoniczna obejmuje platformę węglanową pasywnego obrzeża i osady przedgórz, natomiast nasunięta jednostka allochtoniczna składa się z osadów aktywnego obrzeża kontynentu (Chorowska, Wajsprych, 1995). Sedymentacja w basenie bardzkim została przerwana przez ruchy fazy sudeckiej, podczas orogenezy waryscyjskiej, które doprowadziły do powstania skomplikowanej budowy płaszczowinowej, określanej tradycyjnie jako struktura bardzka. Rozwój basenu został zakończony w wyniku wczesnkarbońskiego wypiętrzenia i heterogenicznej ekshumacji kopuły orlicko-śnieżnickiej i kopuły sowiogórskiej (Cymerman, 1997, 2000). Te procesy tektoniczne obejmowały końcowe fazy orogenezy waryscyjskiej.

Uwagi. Basen bardzki jest najprawdopodobniej związany z ewolucją terranu środkowsudeckiego (sowiogórsko-kłodzkiego), włączonego w górotwór waryscyjski (Cymerman, 1997; Cymerman i in., 1997; Mazur i in., 2006).

Literatura:

- CHOROWSKA M., WAJSPRYCH B., 1995 – Góry Bardzkie Mts. Unit. *W: The Carboniferous System in Poland. Pr. Państw. Inst. Geol.*, **148**: 137–139.
- CYMERMAN Z., 1997 – Pozycja tektoniczna struktury bardzkiej w waryscydach sudeckich. *Prz. Geol.*, **43**, 4: 388–394.
- CYMERMAN Z., 2000 – Palaeozoic orogeneses in the Sudetes: a geodynamic model. *Geol. Quart.*, **44**, 1: 59–80.
- CYMERMAN Z., 2004 – Tectonic Map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M.A., SESTON R., 1997 – Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeastern Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, **134**: 717–725.
- CYMERMAN Z., BADURA J., IHNATOWICZ A., 2015 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nowa Ruda (M-33-58-A). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- HAYDUKIEWICZ J., 1990 – Stratigraphy of Paleozoic rocks of the Góry Bardzkie and some remarks on their sedimentation. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, **179**: 275–284.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., OBERC-DZIEDZIC T., 2006 – The Variscan Orogen in Poland. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 89–118.
- WAJSPRYCH B., 1986 – Sedimentary record of tectonic activity on a Devonian–Carboniferous continental margin (Sudetes). *W: IAS 7th European Meeting. Excursion Guide Book*: 141–164. Ossolineum, Wrocław.
- WAJSPRYCH B., 1995 – The Bardo Mts. rock complex: the Famennian-Lower Carboniferous preflysch (platform)-to-flysch (foreland) basin succession, the Sudetes. *W: Transition of the Early Carboniferous pelagic sedimentation into synorogenic flysch. An example from the Silesian-Moravian zone and adjacent areas. Guide to Excursion B2. XIII Internat. Congress on Carboniferous-Permian. Kraków, 28.08–2.09 1995*: 23–42. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Basen bożkowski



Plan strukturalny:
podpermski.

Ogólny charakter basenu:
włączony w górotwór.

Wiek:
wczesny?–środkowy dewon
(żywet).

Powierzchnia wychodni: 61 km².

Zasięg regionalny. Aktualny obraz kartograficzny zmetamorfizowanych utworów szczątkowo zachowanego basenu bożkowskiego (fig. 5) jest wynikiem przemieszczeń nasuwczych podczas orogenezy waryscyjskiej w obrębie metamorficznego kompleksu kłodzkiego. Współczesne, tektoniczne granice omawianego basenu określono na podstawie mapy tektonicznej Cymermana (2004), gdzie połączono jednostki litotektoniczne Łącznej i Małego Bożkowa należące do metamorficznego kompleksu kłodzkiego (Mazur, 2003). Basen bożkowski graniczy: na południu i południowym wschodzie z kadomskimi jednostkami kompleksu kłodzkiego, na północnym wschodzie z paleozoicznymi skałami basenu bardzkiego, natomiast na północy i zachodzie z molasowymi utworami pensylwanu basenu śródsudeckiego (niecki Świecka).

Wypełnienie osadowe. Wypełnienie osadowe tworzyło się od ?wczesnego dewonu po dewon środkowy – żywet (Hladil i in., 1999; Mazur, 2003). W jego skład wchodzi słabo i niezmetamorfizowane osady płytkiego morza – platformy węglanowej i szelfu (jednostka litotektoniczna Małego Bożkowa), oraz utwory melanżowe stoku kontynentalnego zaliczane do jednostki Łącznej (Wojciechowska, 1982; Mazur, 2003). Obecna miąższość osadów może dochodzić do ok. 2 km, co jest związane z pogrubieniem w wyniku tektoniki nasuwczo-przesuwczej w warunkach reżimu transpresyjnego. Tworzące podłoże basenu dewońskiego silniej zmetamorfizowane osady pelagiczne (jednostka litotektoniczna Orla-Gołąkowy) oraz częściowo piroklastyczne piaskowce i utwory dystalnego fliszu (jednostka litotektoniczna Twier-

dzy Kłodzkiej) najprawdopodobniej należą do neoproterozoiku (ediakaru).

Geneza basenu. Basen utworzył się na pasywnym brzegu kontynentu z sedimentacją typu płytkomorskiego i stoku kontynentalnego. Wśród tych utworów zostały tektonicznie umiejscowione osady fliszu dystalnego (Mazur, 2003). Procesy tektoniczne kończące rozwój basenu są związane z waryscyjską kolizją terranów i początkiem orogenezy waryscyjskiej w późnym dewonie oraz z wczesnokarbońską, heterogeniczną ekshumacją dwóch sąsiednich kopuł metamorficznych – orlicko-śnieżnickiej na południu i sowiogórskiej na północy.

Uwagi. Ewolucja tego basenu jest związana z południowo-wschodnią częścią terranu środkowosudeckiego (sowiogórsko-kłodzkiego) (Cymerman i in., 1997; Cymerman, 2000; Mazur i in., 2006).

Literatura:

- CYMERMAN Z., 2000 – Palaeozoic orogeneses in the Sudetes: a geodynamic model. *Geol. Quart.*, **44**, 1: 59–80.
- CYMERMAN Z., 2004 – Tectonic Map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M.A., SESTON R., 1997 – Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeastern Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, **134**: 717–725.
- HLADIL J., MAZUR S., GALLE A., EBERT J., 1999 – Revised age of the Mały Bożków limestone in the Kłodzko metamorphic unit (Early Givetian, late Middle Devonian): implications for the geology of the Sudetes. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, **211**: 329–353.
- MAZUR S., 2003 – Ewolucja strukturalna metamorfizmu kłodzkiego i jej znaczenie dla tektoniki piętra waryscyjskiego Sudetów. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, **74**.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., OBERC-DZIEDZIC T., 2006 – The Variscan Orogen in Poland. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 89–118.
- WOJCIECHOWSKA I., 1982 – Rozwój budowy geologicznej regionu kłodzkiego w świetle badań mezostrukturalnych. *Biul. Inst. Geol.*, **341**: 75–96.

Basen głuchołaski



Plan strukturalny:
podpermski.

Ogólny charakter basenu:
włączony w górotwór.

Wiek:
dewon.

Powierzchnia wychodni: 31 km².

Zasięg regionalny. Obecny obraz kartograficzny basenu jest skutkiem jego tektonicznego rozczłonkowania podczas orogenezy waryscyjskiej na dwa pasma wychodni (fig. 5) rozdzielone metamorficznymi skałami jednostki rejwiskiej (Rejvizu). Utwory basenu głuchołaskiego położone na południe, już na terenie Czech, są tradycyjnie wyróżniane jako jednostki Branny i Vrbna (m.in. Miśar i in., 1963; Hladil

1988; Janoušek i in., 2014). Obecne granice basenu określono na podstawie mapy tektonicznej Cymermana (2004): na południu jest to granica państwowa, na północy – pokrywa osadowa górnokredowych skał basenu śląsko-opolskiego, na zachodzie – kadomska, silnie zmetamorfizowana jednostka Sławniowic, na wschodzie – górnodewońsko-dolnokarbońska, słabo zmetamorfizowana jednostka andelskohorska.

Wypełnienie osadowe. Wypełnienie basenu obejmuje słabo (epizoidalnie) zmetamorfizowane osady dewonu dolnego do górnego (Hladil 1988; Janoušek i in., 2014). Sukcesja stratygraficzna zaczyna się metapiaskowcami i metakonglomeratami, wskazującymi na płytkie, przybrzeżne środowisko depozycji. Fyllity, przechodzące stopniowo w gruby stos produktów wulkanicznych i lokalnie emskich do frańskich wapieni, odsłaniają się w skrzydle wiszącym jednostki Vrbna (Hladil, 1988). Górna części sekwencji jest zbudowana z fameńskich łupków ilastych, łupków krzemionkowych, rogowców i wapieni grafitowych. Obecna miąższość tych osadów w części zachodniej może dochodzić do ok. 2 km, natomiast w części wschodniej nawet do 4–5 km. W tym ostatnim przypadku może być to spowodowane pogrubieniem w wyniku tektoniki nasuwczo-przesuwczej w warunkach reżimu prawoskrętnej transpresji.

Geneza basenu. Występujące w wypełnieniu basenowym skały metawulkaniczne reprezentują relikty fameńskiej asocjacji typu łuku magmowego i basenu załukowego (Janoušek i in., 2014). Charakter procesu tektonicznego kończącego rozwój basenu głuchołaskiego jest związany z waryscyjską kolizją terranów moldanubskiego i morawskiego z początkowego okresu orogenezy waryscyjskiej w późnym dewonie (Cymerman, 2000).

Uwagi. Basen głuchołaski jest związany z terranem morawskim, reprezentującym najbardziej ku południowemu wschodowi wysuniętą część Awalonii (?), ewentualnie może być interpretowany jako element złożonego superterrano armorykańskiego (?) (Cymerman i in., 1997; Cymerman, 2000; Mazur i in., 2006).

Literatura:

- CYMERMAN Z., 2000 – Palaeozoic orogeneses in the Sudetes: a geodynamic model. *Geol. Quart.*, **44**, 1: 59–80.
- CYMERMAN Z., 2004 – Tectonic Map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M.A., SESTON R., 1997 – Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeastern Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, **134**: 717–725.
- HLADIL J., 1988 – Structure and microfacies of middle and upper Devonian carbonate buildups in Moravia, Czechoslovakia. *Canadian Soc. Petrol. Geol., Memoir*, **14**: 607–618.
- JANOUSZEK V., AICHLER J., HANŽL P., GERDES A., ERBAN V., ŽÁČEK V., PECINA V., PUDILOVÁ M., HRDLIČKOVÁ K., MIXA P., ŽÁČKOVÁ E., 2014 – Constraining genesis and geotectonic setting of metavolcanic complexes: a multidisciplinary study of the Devonian Vrbno Group (Hrubý Jeseník Mts., Czech Republic). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, **103**: 455–483.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., OBERC-DZIEDZIC T., 2006 – The Variscan Orogen in Poland. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 89–118.
- MIŠAŘ Z., POUBA Z., SKÁCEL J., 1963 – Geologická mapa ČSSR. Mapa předětverohorních útvarů, měřítko 1:200 000; sheet Jeseník. Ústř. ústav geol., Praha.

Basen kaczański



Plan strukturalny:
podpermski.

Ogólny charakter basenu:
włączony w górotwór.

Wiek:
kambr–?missisip

Powierzchnia wychodni: 8001 km².

Zasięg regionalny. Obecny obraz kartograficzny basenu (fig. 5) jest skutkiem jego tektonicznej transformacji podczas orogenezy waryscyjskiej – tektoniki nasuwczo-przesuwczej, a także późniejszej tektoniki transtensyjnej (Cymerman, 2002). Obecne granice basenu odwzorowano wg mapy Cymermana (2004). Granica zachodnia odpowiada granicy z Niemcami w dolinie Nysy Łużyckiej, gdzie utwory basenu kaczańskiego są zakryte przez młodsze osady basenu północnosudeckiego. W Sudetach południowa granica pokrywa

się z uskokiem śródsudeckim (granica z metamorficznym kompleksem izerskim oraz z waryscyjskim granitem Karkonoszy) i uskokiem Domanowa (granica z kulmowymi osadami molasowymi basenu śródsudeckiego) oraz z pasmem skał kataklastycznych z Cieszowa (granica z molasowymi osadami basenu świebodzickiego). Na wschodzie granica biegnie częściowo wzdłuż uskoku brzeżnego sudeckiego. Na bloku przedsudeckim granice basenu wyznaczają: na południu – waryscyjskie granitoidy masywu Strzegom–Sobótka oraz dolnodewońskie skały ofiolitowe kompleksu Ślęży; na wschodzie – skały metamorficznego kompleksu środkowej Odry; na północnym wschodzie – słabo rozpoznany kontakt z monokliną przedsudecką poprzez system uskoków Odry.

Wypełnienie osadowe. Wypełnienie osadowe tworzyło się prawdopodobnie na skorupie oceanicznej w szerokim przedziale wiekowym – od kambru do dewonu, a nawet przypuszczalnie do missisipu (Baranowski i in., 1990; Seston i in., 2000; Cymerman 2002; Kryza i in., 2007). Obejmuje słabo zmetamorfizowaną asocjację fliszu normalnego i fliszu

dzikiego – melanże z olistolitami, fauną pelagiczną (Baranowski i in., 1990). Sukcesja stratygraficzna tego basenu jest następująca (Kryza i in., 2007): kambr–ordowik – łupki rardzimowickie, wapienie wojcieszowskie, łupki z Chmielarza, wulkaniczny kompleks Podgórz; sylur – zieleńce i metalidyty; dewon – fyllity, łupki, zieleńce, wapienie, metalidyty, kwarcyty; missisip – wapienie, szarogłazy, melanże sedymentacyjne i tektoniczne. Łączna miąższość osadów może dochodzić nawet do kilkunastu kilometrów, co jest spowodowane ich intensywnym tektonicznym pogrubieniem w wyniku tektoniki kompresyjnej i transpresyjnej, powodującej rozwój wielu imbrykacji i łusek tektonicznych, zgrupowanych w szeregu jednostek tektonicznych (Cymerman, 2002).

Geneza basenu. Powszechnie zakłada się, że basen kaczawski należy do waryscyjskiej pryzmy akrecyjnej (Cymerman, 2002; Kryza i in., 2007). Koniec rozwoju basenu kaczawskiego jest związany z waryscyjską kolizją terranów i początkiem orogenezy waryscyjskiej w późnym dewonie oraz migracją frontu orogenicznego ku północnemu zachodowi (Cymerman, 2002).

Uwagi. Basen jest związany z terranem saksońsko-turyngijskim (część zachodnia – paraautochton) i terranem środkowosudeckim (wschodnia jego część), należącymi do superterrana armorykańskiego (Cymerman i in., 1997; Cymerman, 2000, 2002; Seston i in., 2000). Prawdopodobne wklonowywanie się tektonostratygraficznego terranu środkowosudeckiego wpływało na rozwój struktur tektonicznych w basenie kaczawskim. Doszło wtedy do rozwoju regionalnych i lokalnych stref ścinania na różnych poziomach litosfery i deformacji transpresyjnych w późnym dewonie, w warunkach metamorfizmu wysokociśnieniowego. Procesy te kontynuowały się we wczesnym karbonie równoległe z rozległymi

przemieszczeniami wewnątrzskorupowymi, w warunkach facji zieleńcowej i amfibolitowej. Transpresyjna tektonika naskórkowa z procesami dupleksowania objęła cały kompleks kaczawski. Waryscyjski etap deformacji basenu kaczawskiego zakończyła tektonika transtensyjna w późnym missisipie.

Literatura:

- BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., KRYZA R., LORENC S., MUSZYŃSKI A., SOLECKI A., URBANEK Z., 1990 – Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, **179**, 2/3: 223–257.
- CYMERMAN Z., 2000 – Palaeozoic orogeneses in the Sudetes: a geodynamic model. *Geol. Quart.*, **44**, 1: 59–80.
- CYMERMAN Z., 2002 – Analiza strukturalno-kinematyczna i waryscyjska ewolucja tektoniczna kompleksu kaczawskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **175**.
- CYMERMAN Z., 2004 – Tectonic Map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M.A., SESTON R., 1997 – Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeastern Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, **134**: 717–725.
- KRYZA R., ZALASIEWICZ J.A., MAZUR S., ALEXANDROWSKI P., SERGEEV S., LARIONOV A., 2007 – Precambrian crustal contribution to the Variscan accretionary prism of the Kaczawa Mountains (Sudetes, SW Poland): evidence from SHRIMP dating of detrital zircons. *Int. J. Earth Sci.*, **96**: 1153–1162.
- SESTON R., WINCHESTER J.A., PIASECKI M.A., CROWLEY Q.G., FLOYD P.A., 2000 – A structural model for the western-central Sudetes: a deformed stack of Variscan thrust sheets. *J. Geol. Soc.*, **157**: 1155–1167.

Basen łużycki



Plan strukturalny:
podpermski.

Ogólny charakter basenu:
włączony w górotwór.

Wiek:
ediakar.

Powierzchnia wychodni: 105 km².

Zasięg regionalny. Obecne granice utworów basenu łużyckiego (fig. 5) odwzorowano na podstawie mapy tektonicznej Cymermana (2004). Na zachodzie jest to granica państwa (dolina Nysy Łużyckiej), na południu – kadomski, wschodniołużycki masyw granodiorytowy, na południowym zachodzie – łużycki masyw granodiorytowy oraz metamorficzny kompleks izerski, na północy – paleozoiczne synklinorium

Zgorzelca wzdłuż głównego uskoku łużyckiego oraz basen zgorzelecki. Od wschodu basen łużycki graniczy z metamorficznym kompleksem kaczawskim (jednostką Lubania Śląskiego), ale bezpośredni kontakt jest nierozpoznany.

Wypełnienie osadowe. Wypełnienie basenu obejmuje szarogłazy i utwory wulkaniczne zaliczane do ediakaru (Gehmlich i in., 1997; Linnemann i in., 2000). Nie są one zmetamorfizowane, z wyjątkiem metamorfizmu kontaktowego wzdłuż granic z granodiorytami wschodniołużyckimi. Przybliżona miąższość osadów basenu łużyckiego na terenie Polski może dochodzić do ok. 6 km.

Geneza basenu. Najstarsze skały bloku (terraniu) łużyckiego, czyli tzw. szarowaki łużyckie, są uznawane za turbidyty pelagiczne powstałe w jednolitych warunkach facjalnych, dla których obszarem źródłowym miał być aktywny szelf na obrzeżu kontynentu lub kontynentalny łuk wulkaniczny

(Kemnitz, Budzinski, 1994). Rozwój basenu zakończył się wraz z późnotektoniczną ekshumacją podczas orogenezy kadomskiej (Linnemann i in., 2000).

Uwagi. Wiek wkładek tufowych i tufogenicznych ustalono na ok. 562 mln lat, a wiek otoczków granitoidów w zlepieńcowatych odmianach szarowak oszacowano na ok. 573–577 mln lat (Gehmlich i in., 1997). Basen łużycki był pierwotnie włączony w górotwór kadomski, a następnie, jako fragment terranu łużyckiego (superterranu armorykańskiego), zadokowany do innych jednostek tektonicznych podczas górotwórczych procesów waryscyjskich (Cymerman i in., 1997; Linnemann i in., 2000).

Literatura:

- CYMERMAN Z., 2004 – Tectonic Map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M.A., SESTON R., 1997 – Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northern Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, **134**: 717–725.

GEHMLICH M., LINNEMANN U., TICHOMIROWA M., LOTZNER H., BOMBACH K., 1997 – Datierung und Korrelation neoproterozoisch frühpaläozoischer Profile des Schwarzbürger Antiklinoriums und der Elbezone auf der Basis der Geochronologie von Einzelzirkonen. *Zeitschr. Geologische Wissenschaften*, **25**, (1/2): 191–201.

KEMNITZ H., BUDZINSKI G., 1994 – Die Grauwacken der Lausitz und ihre cadomische Prägung. *Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden*, **40**: 37–98.

LINNEMANN U., GEHMLICH M., TICHOMIROWA M., BUSCHMANN B., NASDALA L., JONAS P., LÜTZNER H., BOMBACH K., 2000 – From Cadomian subduction to Early Palaeozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany). *W: Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt* (red. W. Franke i in.). *Geol. Soc., London, Sp. Publ.*, **179**: 131–153.

Paleozoiczny basen północnosudecki



Plan strukturalny:
podcechsztyński.

Ogólny charakter basenu:
poligenetyczny (zapadlisko
śródgórskie, epikontynentalny).

Wiek:
pensylwan (kazimow–gżel)–
późny perm.

Powierzchnia wychodni: 3521 km².

Zasięg regionalny. Obecne granice paleozoicznego basenu północnosudeckiego (fig. 5, 6) przedstawiono na podstawie tektonicznej mapy Cymermana (2004). Granicę zachodnią, w dużym stopniu zakrytą utworami kredowego basenu północnosudeckiego, wyznacza granica państwa wzdłuż doliny Nysy Łużyckiej. Północna granica z perykliną Żar jest słabo rozpoznana. Granica północno-wschodnia – z blokiem przedsudeckim – przebiega częściowo wzdłuż uskoku brzeżnego sudeckiego, natomiast na wschodzie, południowym wschodzie i południu opisywany basen graniczy z metamorficznym kompleksem kaczawskim (por. basen kaczawski), który również buduje jego podłoże.

Wypełnienie osadowe. Wypełnienie basenu składa się z liczącej maksymalnie 2 km grubości serii lądowych osadów klastycznych i utworów wulkanogenicznych tworzących się od późnego pensylwanu (kazimow–gżel [stefan]) do późnego permu (Ostromęcki, 1973; Nowak, 1995), w warunkach syndeptycznej aktywności tektonicznej wzdłuż ramowych

uskoków – śródsudeckiego i brzeżnego sudeckiego (Mastalerz, Raczyński, 1993). Na podłożu epimetamorficznym (basen kaczawski) leżą niezgodnie osady stożków aluwialnych oraz rzeczne i jeziorne klastyki formacji świerzawskiej (Wojewoda, Mastalerz, 1989). Na nich spoczywa kompleks osadów rzecznych i skał wulkanogenicznych formacji z Wielisławki, a najwyższą część sukcesji tworzy kompleks litofacji rzecznych formacji z Bolesławca, zaliczany już do saksonu (czerwonego spągowca górnego) (Kiersnowski i in., 2021).

Geneza basenu. Powstanie basenu jest związane z rozpadem fragmentu górotworu waryscyjskiego w warunkach prawoskrętnej transtensji (basen *pull-apart*; Wojewoda, Mastalerz, 1989). Południowa część basenu, w której powstał szereg podrzędnych rowów tektonicznych (np. Wlenia, Świerzawy czy Wierzchosławic), jest przynajmniej częściowo powiązana z reżimem transtensyjnym i aktywnością uskoków przesuwczych i zrzutowo-przesuwczych o przebiegu NW–SE (Głuszyński, Aleksandrowski, 2021). Charakter procesu tektonicznego kończącego rozwój basenu północnosudeckiego jest związany z powaryscyjskim wynoszeniem kopuły karkonosko-izerskiej i nierównomiernym zapadaniem (na obrzeżach tej kopuły) podłoża opisywanego basenu. Zanik tej aktywności tektonicznej nastąpił pod koniec wczesnego permu (cisuralu), otwierając kolejny etap epikontynentalnego rozwoju basenu czerwonego spągowca górnego.

Uwagi. Basen ten obejmuje także podrzędne jednostki górnokarbońsko-dolnopermskie: rowy tektoniczne Wlenia, Świerzawy i Wierzchosławic, nieckę Wolbromka oraz półrowy tektoniczne: Lwówka, Lasowej i Leszczyny (Cymerman, 2004).

Literatura:

- CYMERMAN Z., 2004 – Tectonic Map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GLUSZYŃSKI A., ALEKSANDROWSKI P., 2021 – Late Cretaceous–early Palaeogene inversion-related tectonic structures at the northeastern margin of the Bohemian Massif (southwestern Poland and northern Czechia). *Solid Earth*, **13**: 1219–1242.
- KIERSNOWSKI H., OSZCZEPALSKI S., WAŚKIEWICZ K., 2021 – Permo-karbon i czerwony spągowiec. *W: Nowa Rola P 9* (red. S. Oszczepalski, A. Chmielewski). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 49–58.
- MASTALERZ K., RACZYŃSKI P., 1993 – Litostratygrafia i ewolucja basenu północnosudeckiego w karbonie

i permie. *W: II Krajowe Spotkanie Sedymentologów „Baseny sedymentacyjne. Procesy, osady, architektura”*. Wrocław, Sudety, 4–7 września 1993: 90–99. Przewodnik.

- NOWAK G.J., 1995 – North Sudetic Depression. *W: The Carboniferous system in Poland* (red. A. Zdanowski, H. Żakowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **148**: 147–148.
- OSTROMĘCKI A., 1973 – Development of Late Paleozoic sedimentary basin of the Kaczawa Mountains. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **43**, 3.
- WOJEWODA J., MASTALERZ K., 1989 – Ewolucja klimatu oraz allocykliczność i autocykliczność sedymentacji na przykładzie osadów kontynentalnych górnego karbonu i permu w Sudetach. *Prz. Geol.*, **4**: 173–180.

Basen sowiogórski

Plan strukturalny:
podpermski.

Ogólny charakter basenu:
włączony w górotwór.

Wiek:
późny wizen i (lub) namur C
(baszkir).

Powierzchnia wychodni: 23 km².

Zasięg regionalny. Granice tego szczątkowo zachowanego basenu (fig. 5) odwzorowano wg mapy tektonicznej Cymermana (2004). Skały osadowe karbonu dolnego (tzw. kulm sowiogórski) są zachowane w sześciu nieregularnych rowach tektonicznych w górskiej, wyższej strukturalnie części metamorficznego kompleksu sowiogórskiego. Prawdopodobnie wszystkie granice tego basenu są tektoniczne (uskoki normalne, zrzutowe).

Wypełnienie osadowe. Tradycyjnie uznawane za górnowizeńskie utwory tzw. kulmu sowiogórskiego są zbudowane z brekcji i zlepieńców, piaskowców szarogłazowych i łupków ilastych, a przede wszystkim ze zlepieńców kwarcowych (Żakowa, 1960; Grocholski, 1966). Na podstawie badań palinostratygraficznych jednak nie jest wykluczona przynależność osadów drobnoziarnistych do namuru C (Muszer i in., 2016). Miąższość tych relikto-wo zachowanych skał klastycznych prawdopodobnie nie przekracza kilkuset metrów, co najwyżej może miejscami dochodzić do 1 km. Te utwory zostały ponasuwane i lokalnie intensywnie zdeformowane w czasie orogenezy waryscyjskiej i zachowane w zapadliskach tektonicznych (rowach i półrowach tektonicznych).

Geneza basenu. Nie jest znana geneza tego kulmowego basenu. Prawdopodobnie był to basen typu *pull-apart*, podobnie jak sąsiednie baseny – świebodziński lub śródsudecki (Porębski, 1990). Charakter procesu tektonicznego kończącego rozwój basenu sowiogórskiego jest związany z kolizją terranów podczas orogenezy waryscyjskiej w późnym dewonie oraz wczesnokarbońską ekshumacją metamorficzną kopuły sowiogórskiej (Cymerman, 1998).

Uwagi. Powierzchnię wychodni zsumowano dla rowów i półrowów tektonicznych. Rozwój tego basenu jest ściśle związany z terranem środkowosudeckim (Cymerman, 1998).

Literatura:

- CYMERMAN Z., 1998 – The Góry Sowie terrane: a key to understanding the Palaeozoic evolution of the Sudetes area and beyond. *Geol. Quart.*, **42**, 4: 379–400.
- CYMERMAN Z., 2004 – Tectonic Map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GROCHOLSKI W., 1966 – Niektóre nowe wyniki badań geologicznych w Górach Sowich. *Z geologii Ziemi Zachodnich*, **2**: 85–100.
- MUSZER J., GÓRECKA-NOWAK A., KRYZA R., AUGUST C., 2016 – Nowe dane o biostratygrafii i chronostratygrafii osadów karbońskich w Sudetach. *W: XXIII Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej PTG* (red. K. Pawłowska, D. Pawłowski). Poznań, 21–23 września 2016 r.: 73–74. PTG, Poznań.
- PORĘBSKI S.J., 1990 – Onset of coarse clastic sedimentation in the Variscan realm of the Sudetes (SW Poland): an example from the upper Devonian – lower Carboniferous Świebodziński succession. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, **179**, 2/3: 259–274.
- ŻAKOWA H., 1960 — Poziom *Goniatites crenistria* z Glinna (Góry Sowie). *Kwart. Geol.*, **4**, 3: 349–364.

Basen strzeleński



Plan strukturalny:
podpermski.

Ogólny charakter basenu:
włączony w górotwór.

Wiek:
wczesny–?środkowy dewon.

Powierzchnia wychodni: 33 km².

Zasięg regionalny. Granice erozyjnych reliktyw basenu określono na podstawie mapy tektonicznej Cymermana (2004). Obecny obraz kartograficzny omawianej jednostki (fig. 5) jest wynikiem jej tektonicznego rozczłonkowania podczas orogenezy waryscyjskiej i powstania trzech łusek tektonicznych. W celu odwzorowania granic basenu okonturowano trzy odrębne jednostki litotektoniczne znajdujące się w kompleksie metamorficznym Wzgórz Strzeleńskich, ograniczone nasunięciami lub uskoki normalnymi.

Wypełnienie osadowe. Wypełnienie osadowe obejmuje słabo (epizonalnie) zmetamorfizowane dewońskie osady klastyczno-węglanowe o miąższości dochodzącej do ok. 600 m – kwarcyty, metazlepieńce, łupki kwarcowo-silimanitowo-biotytowe i wapienie krystaliczne (Szczepański, Józefiak, 1999; Szczepański, 2007). Utwory te, zaliczane do warstw z Jegłowej, są interpretowane jako facje płytkiego morza.

Geneza basenu. Źródłem materiału klastycznego w basenie strzeleńskim były skały magmowe z dewońskiego łuku wulkanicznego. Dane geochemiczne wskazują na ich tektoniczne środowisko związane ze strefą subdukcji, najprawdopodobniej w basenie załukowym (Szczepański, 2007). Rozwój basenu strzeleńskiego zakończył się wraz z waryscyjską kolizją terranów moldanubskiego i morawskiego na początku orogenezy waryscyjskiej w późnym dewonie (Cymerman, 2000).

Uwagi. Pomimo braku dowodów paleontologicznych, warstwy z Jegłowej są uważane za ekwiwalent kwarcytów z po-

bliskiego basenu głucholańskiego na obszarze Polski i wrocławskiego na terenie Czech (Szczepański, Józefiak, 1999; Szczepański, 2007). Dewoński wiek wypełnienia osadowego basenu strzeleńskiego potwierdzają regionalne analogie do basenu głucholańskiego (Hladil i in., 1999). W przyszłości, w miarę postępu w badaniach, może okazać się celowe zaliczenie obu jednostek do jednego basenu sedimentacyjnego. Opisany basen jest związany z terranem morawskim (najdalej ku południowemu wschodowi wysunięta część Awalonii?), stanowiącym element złożonego superterrany armorykańskiego (Cymerman i in., 1997; Cymerman, 2000; Mazur i in., 2006).

Literatura:

- CYMERMAN Z., 2000 – Palaeozoic orogeneses in the Sudetes: a geodynamic model. *Geol. Quart.*, **44**, 1: 59–80.
- CYMERMAN Z., 2004 – Tectonic Map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M.A., SESTON R., 1997 – Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeastern Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, **134**: 717–725.
- HLADIL J., MELICHAR R., OTAVA J., GALLE A., KRS M., MAN O., PRUNER P., ČEJCHAN P., OREL P., 1999 – The Devonian in the easternmost Variscides, Moravia: a holistic analysis directed towards comprehension of the original context. *Abh. Geol. B-A*, **54**: 27–47.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., OBERC-DZIEDZIC T., 2006 – The Variscan Orogen in Poland. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 89–118.
- SZCZEPAŃSKI J., 2007 – A vestige of an early Devonian active continental margin in the East Sudetes (SW Poland) – evidence from geochemistry of the Jegłowa Beds, Strzelin Massif. *Geol. Quart.*, **51**: 271–284.
- SZCZEPAŃSKI J., JÓZEFIAK D., 1999 – Jegłowa beds – record of polyphase deformation and metamorphism in the Strzelin Crystalline Massif (Fore-Sudetic Block, SW Poland). *Miner. Soc. Poland, Sp. Papers.*, **14**: 33–37.

Basen śródsudecki



Plan strukturalny:
podkredowy (podśrodkowotriasowy).

Ogólny charakter basenu:
poligenetyczny (zapadlisko śródgórskie, epikontynentalny).

Wiek:
missisip–wczesny trias.

Powierzchnia wychodni: 1021 km².

Zasięg regionalny. Obecne granice basenu, położonego częściowo na terytorium Czech (fig. 5), odwzorowano na podstawie mapy tektonicznej Cymermana (2004). Od zachodu graniczy on z metamorficznym kompleksem Rudaw Janowickich, od północy – z metamorficznym kompleksem kaczawskim (uskok Domanowa), od północnego wschodu – z basenem świebodzińskim i metamorficznym kompleksem Gór Sowich (nasunięcie Strugi), od ENE – z metamorficznym kompleksem Gór Sowich (nasunięcie Głuszycy) i ze strukturą bardzką (nasunięcie Czerwieńczyce), od wschodu – z metamorficznym kompleksem kłodzkim i z ofiolitowym kompleksem

Nowej Rudy. Granica południowa biegnie wzdłuż nasunięcia Hronov-Poříčí i uskoku Pstrážna–Gorzanów.

Wypełnienie osadowe. Wypełnienie basenu składa się z cyklicznie warstwianych osadów, głównie aluwialnych, podrzędnie jeziornych i morskich, po części węglonośnych (nieczynne Zagłębie Dolnośląskie) oraz wulkanitów. Utwory te tworzyły się w szerokim przedziale wiekowym – od missisipu do wczesnego triasu (Dziedzic, Teisseyre, 1990; Bossowski i in., 1995; Turnau i in., 2002), osiągając sumaryczną maksymalną miąższość ponad 10 km, aczkolwiek przy znacznych obocznych zmianach poszczególnych jednostek stratygraficznych. W missisipie występują zlepieńce, brekcje sedimentacyjne, piaskowce i łupki o łącznej miąższości dochodzącej do 4–5 km w północno-zachodniej części basenu. W późnym karbonie osadziły się zlepieńce, piaskowce, mułowce, łupki i węgiel kamienny oraz doszło do intruzji ryodacytów i andezytów. W czasie odpowiadającym czerwonemu spągowcowi dolnemu (wczesny cisural) tworzyły się zlepieńce, piaskowce, łupki, skały tufogeniczne, trachyandezyty, ryolity, tufy wulkaniczne i brekcje ryolitowe (Wojewoda, Mastalerz, 1989). Najwyższy czerwony spągowiec górny (sakson) i cechszryn (odpowiednik cyklotemu PZ1) jest reprezentowany przez piaskowce zlepieńcowate, piaskowce, wapienie, dolomity, ily i margle. W triasie dolnym przeważały litofacje piaskowcowe (Nemec i in., 1982; Kowalski, 2017).

Geneza basenu. Basen śródsudecki ma charakter poligenetyczny. Początkowo, w missisipie (etap synwarwyscyjski) tworzył się prawdopodobnie w reżimie transtensyjnym (*pull-apart*) na nierozpoznanym podłożu terranu środkowosudeckiego lub Tepli-Barrandienu. W etapie postwarwyscyjskim, od pensylwanu, rozwijał się na skutek termicznego ugięcia podłoża (Dziedzic, Teisseyre, 1990). Wojewoda (2009, 2016) sugeruje dla powstania basenu śródsudeckiego model ekstensyjny, w którym kluczową rolę ma odgrywać południowo-sudecka strefa ścinania, jako główna oś postorogenicznego rozwoju basenu. Rozwój basenu śródsudeckiego o cechach zapadliska śródgórskiego zakończyło postwarwyscyjskie wynoszenie kopuły karkonosko-izerskiej, orlicko-śnieżnickiej i sowiogórskiej oraz nierównomierne obniżanie się podłoża na obrzeżach tych elewowanych kopuł. Zanik aktywności tektonicznej nastąpił pod koniec wczesnego permu (cisuralu). Następnie, w czasie odpowiadającym pograniczu najwyższego czerwonego spągowca górnego (saksonu) i cechszynu (PZ1) doszło do transgresji morskiej i lokalnego rozwoju basenu postorogenicznego, a po regresji tego zalewu – ponownie do rozwoju szerszego basenu wczesnotriasowego o cechach typowego basenu postorogenicznego – epikontynentalnego. Przyczynami regionalnymi tej ewolucji paleogeograficznej mogły być zmiany podstawy erozyjnej w wyniku np. epizodycznej aktywności południowo-sudeckiej strefy ścinania (Wojewoda, 2009, 2016). Nową geodynamiczną interpretację części tego basenu przedstawił Kowalski (2017). Odzwierciedla ona w obrazie strukturalnym migrację centrów maksymalnej subsydencji w systemie basenów z rozciągania typu *pull-apart* od wczesnego triasu po późną kredę.

Uwagi. Basen śródsudecki składa się z dwóch nałożonych jednostek o różnym charakterze. Niższa ma cechy zapadliska śródgórskiego, natomiast wyższa jest typowym basenem postorogenicznym – epikontynentalnym. W niniejszym opracowaniu zdecydowano się je połączyć w jeden basen, ponieważ zasadniczo pokrywają się one przestrzennie, a rozwój młodszej z nich był płynną kontynuacją ewolucji tektonosedymentacyjnej starszej jednostki. W skład opisywanego basenu wchodzi, jako podrzędne depocentra, wczesnopermskie rowy tektoniczne: Czerwieńczyc i Kudowa–Nahod. Plan tektoniczny basenu śródsudeckiego został powtórzony do pewnego stopnia w trakcie rozwoju kredowego basenu śródsudeckiego, w którym jednak dominują osady morskie i marginalnomorskie o znacznie mniejszych miąższościach.

Literatura:

- BOSSOWSKI A., IHNATOWICZ A., MASTALERZ K., KUROWSKI L., NOWAK G.J., 1995 – Intra-Sudetic Depression. *W: The Carboniferous system in Poland* (red. A. Zdanowski, H. Żakowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **148**: 142–147.
- CYMERMAN Z., 2004 – Tectonic Map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DZIEDZIC K., TEISSEYRE A.K., 1990 – The Hercynian molasse and younger deposits in the Intra-Sudetic Depression, SW Poland. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, **179**, 2/3: 285–305.
- KOWALSKI A., 2017 – Fault geometry and evidence of depocentre migration within a transtensional intra-basinal high – a case study from the Łączna Anticline (Intra-Sudetic Synclitorium, SW Poland). *Geol. Quart.*, **61**, 4: 779–794.
- NEMEC W., PORĘBSKI S.J., TEISSEYRE A.K., 1982 – Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Intra-Sudetic Basin, Polish part (Sudety Mts., Carboniferous-Permian). *Veröffentlichung der Zentralinstitut für Physik der Erde*, **66**: 267–278.
- TURNAU E., ŻELAŻNIEWICZ A., FRANKE W., 2002 – Middle to early late Viséan onset of late orogenic sedimentation in the Intra-Sudetic Basin, West Sudetes: miopore evidence and tectonic implication. *Geol. Sudet.*, **34**: 9–16.
- WOJEWODA J., 2009 – The role of the Poříčí-Hronov Fault Zone in foundation of Sudetic basins. *W: 7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG'7)*. Pécs, Węgry, 13–16.05.2009. Abstracts.
- WOJEWODA J., 2016 – Rola południowo-sudeckiej strefy ścinania w ewolucji Sudetów. Wycieczka 2.2. *W: Przewodnik do wycieczek kongresowych* (red. J. Wojewoda, A. Kowalski). 3. Polski Kongres Geologiczny „Wyzwania polskiej geologii”. Wrocław, 14–18.09.2016: 21–43.
- WOJEWODA J., MASTALERZ K., 1989 – Ewolucja klimatu oraz allocykliczność i autocykliczność sedimentacji na przykładzie osadów kontynentalnych górnego karbonu i permu w Sudetach. *Prz. Geol.*, **4**: 173–180.

Basen świebodzicki



Plan strukturalny:
podpermski.

Ogólny charakter basenu:
włączony w górotwór.

Wiek:
missisip (późny wizen–
serpuchow [namur A]).

Powierzchnia wychodni: 69 km².

Zasięg regionalny. Obecne granice osadów basenu świebodzickiego (fig. 5) odwzorowano wg mapy tektonicznej Cymermana (2004). Granica północno-wschodnia z blokiem przedsudeckim biegnie wzdłuż uskoku brzeżnego sudeckiego, granica południowa z metamorfikiem sowiogórskim – wzdłuż uskoku Szczawienko–Łagiewniki, granica południowo-zachodnia z molasowym basenem śródsudeckim – wzdłuż nasunięcia Strugi. Granica północna, z jednostkami metamorficznego kompleksu kaczawskiego, odpowiada skomplikowanej strefie tektonicznej złożonej z systemu uskoków i pasma tzw. kataklazytów Cieszowa (Cymerman, 2014).

Wypełnienie osadowe. Osady tradycyjnie uznawane za dewon górny (formacja z Pełcznicy i formacja z Pogorzały) są reprezentowane przez szarogłazy, szarogłazy zlepieńcowate, mułowce i soczewy wapieni, natomiast utwory karbonu dolnego (turnej dolny?) – przez zlepieńce gnejsowe i piaskowce formacji z Książa oraz zlepieńce polimiktyczne i piaskowce formacji z Chwaliszowa (Łydka, 1960; Gunia, 1962, 1966, 1968; Porębski, 1981, 1990). Jednak, zgodnie z nowym schematem tektonostratygraficznym basenu świebodzickiego (Wojewoda, 2014, 2016), seria gruboklastyczna dwóch najwyższych formacji ma być starsza od różnoziarnistych utworów formacji Pogorzały i Pełcznicy. Wyniki nowych badań paleontologicznych (Pluta, Górecka-Nowak, 2018; Muszer, 2019, 2020) potwierdzają ten nowy schemat, a wiek osadów, dotychczas uznawanych za dewon górny, można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć za missisip – górny wizen–serpuchow (namur A). Łączna zachowana miąższość tych utworów może dochodzić do 4 km.

Geneza basenu. Basen świebodzicki jest interpretowany jako basen typu *pull-apart*, powstały w reżimie transtensyjnym, z dominującą sedymentacją o charakterze spływów grawitacyjnych na stoku typu systemu delty wachlarzowatej. Sedymentacja zachodziła w warunkach raptownej subsydenacji, połączonej z rozwojem aktywnych skarp uskokowych na południowych i południowo-zachodnich obrzeżach basenu (Porębski, 1981, 1990; Wojewoda, 2014, 2016). Środowiska depozycji są interpretowane jako aluwialne w części południowej, z przejściem w deltowe i otwartomorskie ku pół-

nocy. Procesami tektonicznymi kończącymi rozwój basenu były: finalna, waryscyjska kolizja terranów i początek orogenezy waryscyjskiej w późnym dewonie oraz wczesnokarbońska ekshumacja kopuły sowiogórskiej.

Uwagi. Rozwój basenu świebodzickiego jest związany z zachodnią częścią terranu środkowosudeckiego (Cymerman, 2000, 2014).

Literatura:

- CYMERMAN Z., 2004 – Tectonic Map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CYMERMAN Z., 2014 – Strefa kontaktu kaczawskiego kompleksu strukturalnego z depresją Świebodzić (Sudety Środkowe) w świetle nowych otworów badawczych Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **200**.
- GUNIA T., 1962 – Fauna otoczków wapieni a zagadnienie wieku zlepieńców Witoszowa (Dolny Śląsk). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **32**: 493–523.
- GUNIA T., 1966 – Nowe wyniki badań nad stratygrafią i paleogeografią górnego dewonu depresji Świebodzić. *W: Z geologii Ziemi Zachodnich. Materiały na sesję naukową z okazji XX-lecia polskich badań geologicznych*: 169–183. Wrocław.
- GUNIA T., 1968 – Fauna, stratygrafia i warunki sedymentacji górnego dewonu depresji Świebodzić. *Geol. Sudet.*, **4**: 115–220.
- ŁYDKA K., 1960 – Petrografia i paleogeografia górnego dewonu synkliny Pogorzały (Sudety Środkowe). *Arch. Miner.*, **24**: 141–224.
- MUSZER J., 2019 – Skamieniałości śladowe z rejonu Witoszowa – wstępne wyniki badań. *W: XXIV Konf. Nauk. Sekcji Paleontologicznej Pol. Tow. Geol.* pt. „Od prekambriu do holocenu – zmiany bioróżnorodności zapisane w skałach”. Wrocław, Długopole Górne, 11–14.09.2019: 61–62. Pol. Tow. Geol., Inst. Nauk Geol. UW, Wrocław.
- MUSZER J., 2020 – First discovery of Mississippian trace fossils in the Świebodzić Unit from the Witoszów region (SW Poland). *Geol. Quart.*, **64**, 4: 838–860.
- PLUTA K., GÓRECKA-NOWAK A., 2018 – Miospore evidence for the Carboniferous age of rocks from the Świebodzić Unit (Sudetes, SW Poland). *Geol. Quart.*, **62**, 1: 120–133.
- PORĘBSKI S.J., 1981 – Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzić (Sudety Zachodnie). *Geol. Sudet.*, **14**: 101–194.
- PORĘBSKI S.J., 1990 – Onset of coarse clastic sedimentation in the Variscan realm of the Sudetes (SW Poland): an example from the upper Devonian – lower Carboniferous Świebodzić succession. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, **179**, 2/3: 259–274.

WOJEWODA J., 2014 – Świebodzice Unit revisited – kinematic, structural and facial evolution till now. *W: Abstracts of 15th Czech-Polish Workshop on Recent Geodynamics of the Sudetes and the Adjacent Areas*. Karlov pod Pradidem, Czechy, 5–8.11.2014: 63–64.

WOJEWODA J., 2016 – Basen świebodzi – granice, architektura osadów i ewolucja strukturalna. *W: VI Polska Konf. Sedymentol. POKOS 6 pt. „Granice Sedymentologii”*. Chęciny-Rzepka, 28.06.–1.07.2016: 142–144. Inst. Geol. Podstaw. Wydz. Geol. UW, Warszawa.

Basen zgorzelecki



Plan strukturalny:
podpermski.

Ogólny charakter basenu:
włączony w górotwór.

Wiek:
missisip (środkowy–późny wizen).

Powierzchnia wychodni: 11 km².

Zasięg regionalny. Polska część basenu obejmuje niewielki, najdalej na wschód wysunięty skrawek synklinorium Zgorzelca (Görlitz), ciągnącego się poza granicą Polski ku północnemu zachodowi na obszarze Niemiec (fig. 5). Aktualne granice utworów tego basenu odwzorowano na podstawie mapy Cymermana (2004). Od zachodu jest to granica państwa (dolina Nysy Łużyckiej), na południu – basen łużycki (ediakar), na północy – odwrócone uskoki wzdłuż równoleżnikowego systemu tzw. uskoczków łużyckich, na wschodzie – rozległe pokrywy neogeńskich bazaltoidów (kontakt nieznany). Ponadto, basen zgorzelecki prawdopodobnie graniczy także na wschodzie z epimetamorficznym kompleksem kaczańskim (jednostką Lubania Śląskiego).

Wypełnienie osadowe. Wypełnienie basenu tworzy słabo zmetamorfizowana asocjacja dolnokarbońskiego fliszu normalnego i fliszu dzikiego z olistolitami skał kambru dolnego i dewonu – diabazów, gabra, andezytów, czertów, skrzemieniałych ewaporatów, wapieni i dolomitów krystalicznych (Urbanek i in., 1995; Wajsprych i in., 2006). Miąższość tej olistostromy i formacji fliszowej w polskiej części tego basenu prawdopodobnie nie przekracza kilkuset metrów, w części zachodniej może dochodzić co najwyżej do ok. 1 km, ale już w części niemieckiej – nawet do kilku kilometrów.

Geneza basenu. Basen zgorzelecki reprezentuje prawdopodobnie pryzmę akrecyjną, związaną z wczesnowarwiscyjską (hercyńską) strefą subdukcji. Sukcesja osadowa jest obecnie interpretowana jako melanzowy kompleks z olistolitami pochodzącymi z różnych domen tektonicznych: subdukowanej skorupy oceanicznej, normalnej skorupy oceanicznej (ofiolity), pokrywy wulkaniczno-osadowej oraz łuku wyspowego (Wajsprych i in., 2006).

Uwagi. Basen zgorzelecki jest związany z terranem łużyckim, przy założeniu autochtonicznego charakteru serii osadowej (Cymerman i in., 1997; Cymerman, 2000) lub, w przypadku uznania jej za paraautochton, z terranem saksońsko-turyngijskim w ramach superterrany armorykańskiego (Mazur i in., 2006).

Literatura:

- CYMERMAN Z., 2000 – Palaeozoic orogeneses in the Sudetes: a geodynamic model. *Geol. Quart.*, **44**, 1: 59–80.
- CYMERMAN Z., 2004 – Tectonic Map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M.A., SESTON R., 1997 – Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeastern Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, **134**: 717–725.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., OBERC-DZIEDZIC T., 2006 – The Variscan Orogen in Poland. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 89–118.
- URBANEK Z., ŻELAŻNIEWICZ A., KEMNITZ H., HERMSDORF N., LINNEMANN U., 1995 – Western Sudetes (Lugicum). Stratigraphy. *W: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe* (red. R.D. Dallmeyer i in.): 315–327. Springer, Berlin.
- WAJSPRYCH B., HAYDUKIEWICZ J., ACHRAMOWICZ S., 2006 – Famennian, thermally altered chert exotic clasts from the Jędrzychowice/Ludwigsdorf wildflysch (Sudetes) – stratigraphic and tectonic implications. *Geol. Quart.*, **50**, 2: 281–288.

BASENY PERMSKIE

Baseny permskie (fig. 6A, B) rozwijały się w etapie powaryscyjskim zarówno na podłożu orogenu, jak i na jego przedpołu. Pod względem stratygraficznym obejmują dwie odrębne grupy: (1) baseny tworzące się w zlokalizowanych

depocentrach typu rowów tektonicznych w najpóźniejszym pensylwanie i wczesnym permie przy dużym udziale wulkanizmu oraz (2) rozwijające się głównie w środkowym i późnym permie jednostki o słabiej czytelnym ramach

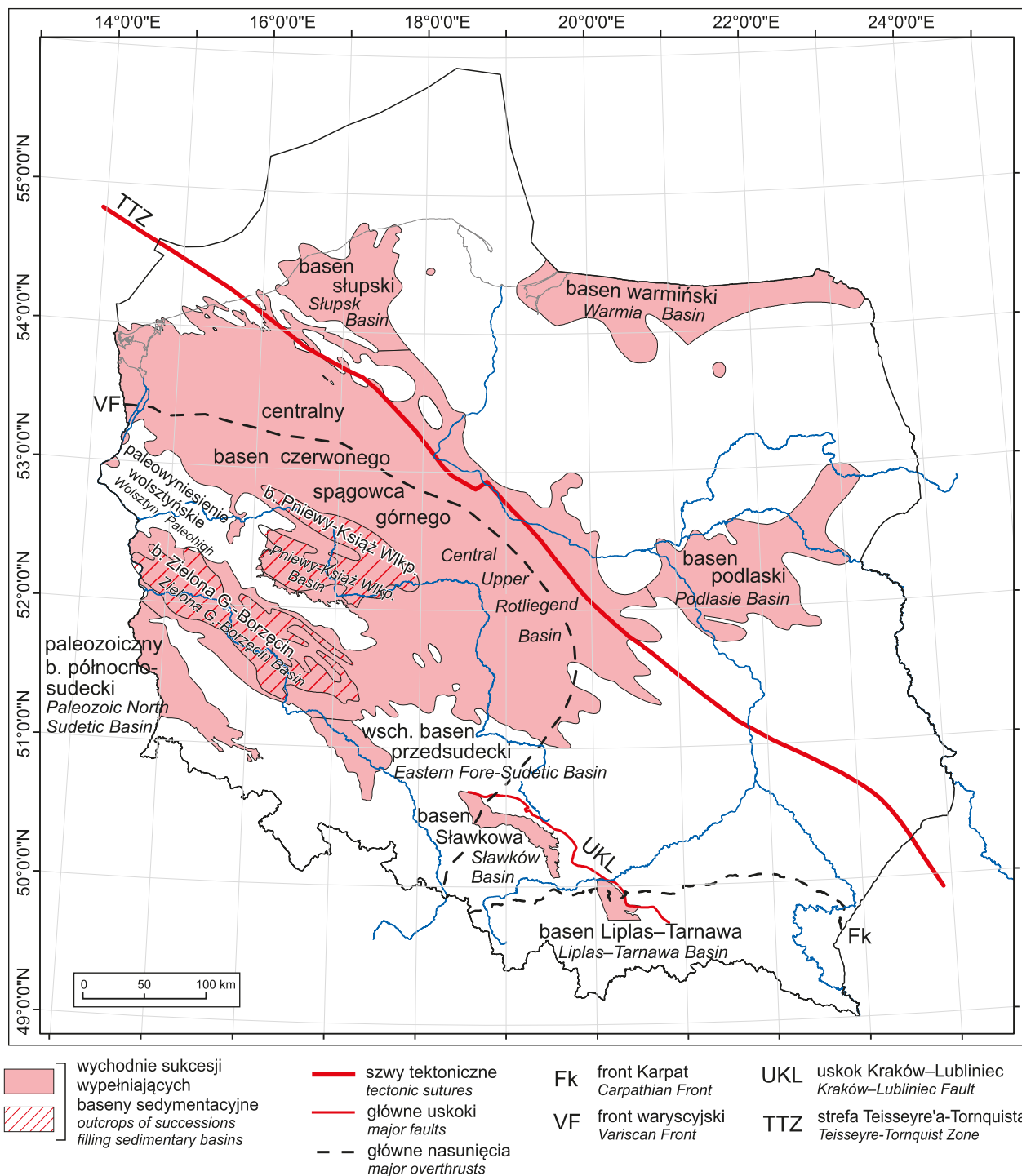


Fig. 6A. Baseny permskie – czerwony spagowiec

Zaznaczono też zasięg paleozoicznego basenu północnosudeckiego (por. fig. 5)

Permian basins – Rotliegend

The extent of the Paleozoic North-Sudetic Basin is also marked (cf. Fig. 5)

tektonicznych. Do tych ostatnich należy centralny basen czerwonego spągowca górnego oraz polski basen cechsztyński o kontrastowo odmiennych typach wypełnienia osadowego, a także baseny rozwinięte w całości na platformie wschodnioeuropejskiej – podlaski, słupecki i warszawski.

Do obecnego katalogu nie włączono jednostki określanej jako rów Gryfic, rozciągającej się wzdłuż strefy uskoku Trzebiatowa od rejonu Bornholmu do polskiej strefy ekonomicznej Bałtyku (Gast i in., 2010 – por. literatura do opisu centralnego basenu czerwonego spągowca górnego). Ten rów tektoniczny, wypełniony osadami dolnej części czer-

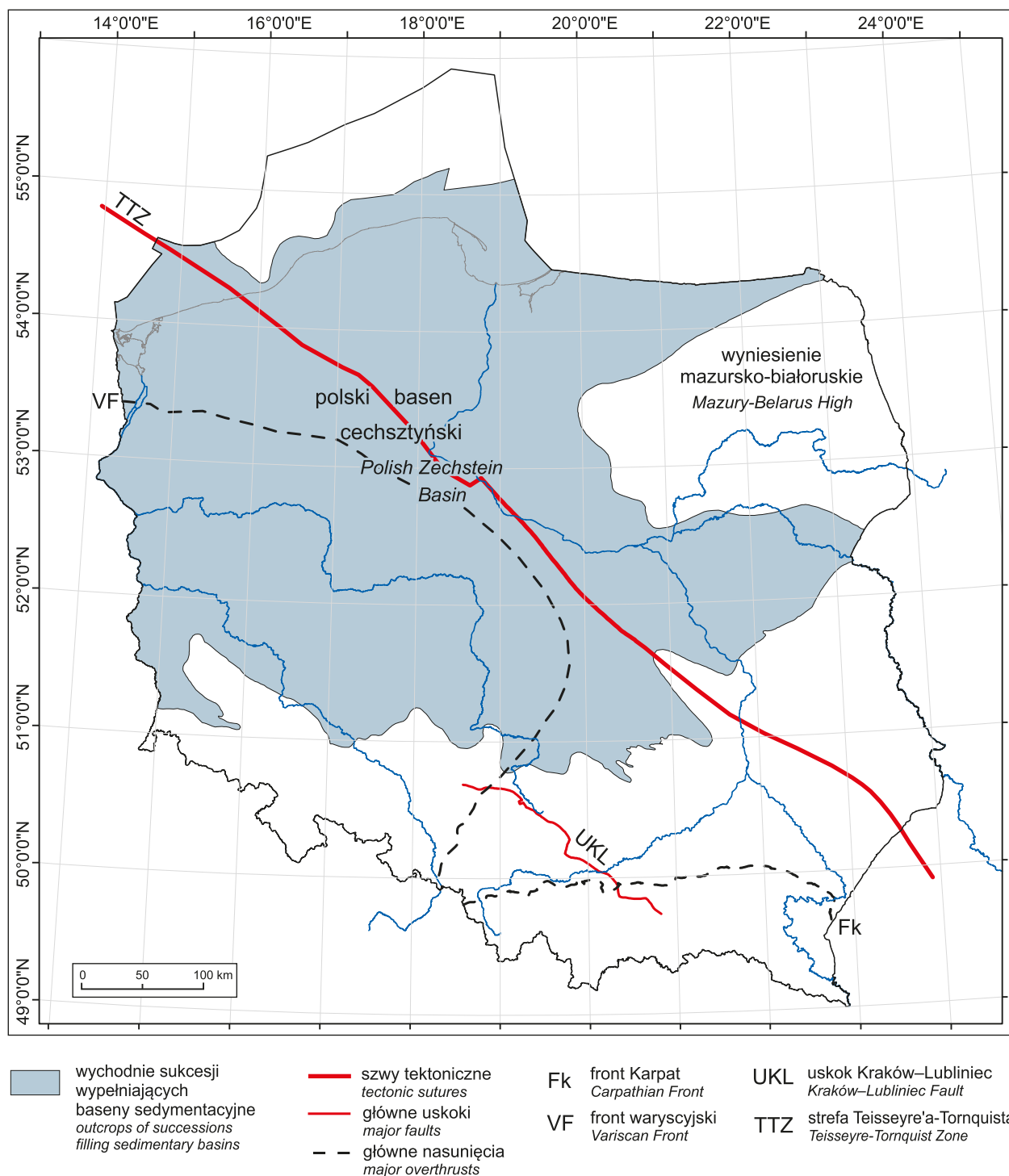


Fig. 6B. Baseny permieńskie – cechsztyńskie

Permian basins – Zechstein

wonego spągowca górnego o miąższości do 400 m (Kiersnowski, Buniak, 2006 – por. literatura do opisu centralnego basenu czerwonego spągowca górnego), jest też nazywany rowem K5 od wiercenia znajdującego się w niemieckiej strefie ekonomicznej. Zasięg jednostki na obszarze polskiej

strefy ekonomicznej jest słabo rozpoznany i ma charakter interpretacyjny (Pokorski, 1988 – por. literatura do opisu wschodniego basenu przedsudeckiego). Być może rów ten ma strukturalne powiązanie z północną częścią tektonicznego rowu Słoweńska w obrębie bloku Gryficy.

Wschodni basen przedsudecki



Plan strukturalny:
podmezozoiczny.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
wczesny–środkowy perm
(cisural–gwadelup).

Powierzchnia wychodni: 1812 km².

Zasięg regionalny. Wschodni basen przedsudecki (fig. 6A) jest wąskim depocentrum o kierunku południkowym, z częścią północną odchyleną ku północnemu zachodowi, graniczącym od północnego wschodu z wyniesieniem laskowicko-wołczańskim, a od zachodu – z masywem Strzelina–Żulowej (Pokorski, Kühn, 1978). Od południa basen jest ograniczony wyniesionymi blokami tektonicznymi, obciążonymi dalej na południe krawędzią tektoniczną zachodniego zakończenia rowu Nysy–Kędzierzyna (Sawicki, 1995).

Wypełnienie osadowe. Opisywany basen wypełniają lądowe osady klastyczne dolnego i środkowego permu (czerwony spągowiec dolny i górny; „Tabela stratygraficzna Polski”, 2008) o maksymalnej miąższości ok. 1100 m. Podstawowe litofacje są reprezentowane przez osady stożków napływowych oraz osady jeziorno-bagienne występujące tylko w najniższej części profilu (Gąsiewicz, Kiersnowski, 1986; Grotek, Szymkowiak, 1986). Osady zostały zdeponowane w trzech cyklach sedimentacyjnych (megasekwencjach osadowych) o genezie diastroficznej (Kiersnowski, 1983, 1995).

Geneza basenu. Wschodni basen przedsudecki jest rowem tektonicznym, reaktywowanym wielofazowo w przedziale czasu przekraczającym 30 mln lat. Jest wysoce prawdopodobne, że jego południowe przedłużenie stanowi karbońsko-permski rów Boskovic na obszarze Czech Wschodnich. W związku z tym uważa się, że geneza basenu jest związana z ewolucją masywu czeskiego (Cymerman, 1991) oraz jego wschodnich obrzeży (Martínek i in., 2004). Górna granica osadów czerwonego spągowca ma charakter erozyjny. Na osadach tych w północnej części basenu leżą niezgodnie utwory cechsztynu (Peryt i in., 1978) oraz triasu. Przyczyną końca rozwoju basenu jest ustanie subsydencji tektonicznej oraz całkowite wypełnienie basenu osadami.

Uwagi. Wschodni basen przedsudecki był określany we wcześniejszej literaturze również jako rów Laskowice Oławskie–Lipowa lub rów Laskowic (Grocholski, 1973; Pokorski, 1988). Obecna nazwa została użyta po raz pierwszy przez Mierzejewskiego (1993).

Literatura:

- CYMERMAN Z., 1991 – Regionalna strefa ścinania we wschodniej części bloku przedsudeckiego. *Prz. Geol.*, **39**, 10: 457–463.
- GĄSIEWICZ A., KIERSNOWSKI H., 1986 – Lower Permian freshwater biocoenosis in Laskowice Oławskie–Lipowa Trough (SW Poland). *Prz. Geol.*, **34**, 4: 197–201.
- GROCHOLSKI A., 1973 – Problemy geologiczne wschodniej części bloku przedsudeckiego. *Kwart. Geol.*, **17**: 615–616.
- GROTEK I., SZYMKOWIAK A., 1986 – Substancja organiczna w osadach czerwonego spągowca rowu Laskowice Oławskich–Lipowej. *Prz. Geol.*, **34**, 4: 217–218.
- KIERSNOWSKI H., 1983 – Rozwój sedimentacji utworów klastycznych późnego paleozoiku w okolicach Brzegu. *Prz. Geol.*, **31**, 8/9: 475–479.
- KIERSNOWSKI H., 1995 – Geneza i rozwój późno paleozoicznego wschodniego basenu przedsudeckiego. *W: Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudeckiego* (red. S. Cwojdzński i in.). Materiały sesji LXVI zjazdu Pol. Tow. Geol., Wrocław 21–24.09.1995 r.: 19–35. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, wyd. spec.
- MARTÍNEK K., DOSTÁL O., DRÁBKOVÁ J., JELÍNEK F., MIKULÁŠ R., NEHYBA S., ŠIMŮNEK Z., ŠTAMBERK S., ZAJÍC J., 2004 – Paleoenvironmental changes and the Late Variscan development of the eastern Bohemian Massif: sedimentary and paleontological record of the Boskovic Basin. Final report of the research project GAUK 227/2001/B-GEO/PřF. Charles University, Prague.
- MIERZEJEWSKI M., 1993 – Przemieszczenia fragmentów litosfery a powstawanie i ruch magm – wybrane przykłady z regionu sudeckiego i przedsudeckiego. *Geol. Sudet.*, **27**: 97–180.
- PERYT T., PIĄTKOWSKI T., WAGNER R., 1978 – Mapa litofacyjna ilościowa wapienia cechsztyńskiego. *W: Atlas litofacyjno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski* (red. S. Depowski). Inst. Geol., Warszawa.
- POKORSKI J., 1988 – Mapy paleotektoniczne czerwonego spągowca w Polsce. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 15–32.
- POKORSKI J., KÜHN D., 1978 – Mapa litofacyjna ilościowa saksonu. *W: Atlas litofacyjno-paleogeograficzny per-*

mu obszarów platformowych Polski (red. S. Depowski). Inst. Geol., Warszawa.

SAWICKI L., 1995 – Budowa wschodniej części bloku przedsudeckiego. *W: Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudeckiego* (red. S. Cwojdzński i in.). Ma-

teriały sesji LXVI zjazdu Pol. Tow. Geol., Wrocław 21–24.09.1995: 12–18. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, wyd. spec.

TABELA STRATYGRAFICZNA POLSKI, 2008 – Polska pozakarpaska (red. R. Wagner). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Basen Zielona Góra–Borzęcin



Plan strukturalny:
podcechsztyński.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
najpóźniejszy karbon (gżel)–
wczesny perm (aselsk–sakmar).

Powierzchnia wychodni: 6842 km².

Zasięg regionalny. Basen Zielona Góra–Borzęcin składa się z zespołu rowów tektonicznych o osiach biegnących w kierunku NW–SE. Basen rozwinął się na podłożu południowo-zachodniej części eksternidów waryscyjskich (Pokorski, 1989), określanych jako eksternidy zewnętrzne południowe przez Kiersnowskiego i Peteckiego (2017). Od południowego zachodu jest ograniczony tektoniczną i erozyjną granicą z blokiem przedsudeckim, natomiast od północnego wschodu – tektoniczną i erozyjną granicą z wyniesieniem (blokiem) brandenbursko-wolsztyńskim i wyniesieniem Pogorzeli (Maliszewska i in., 2003). Wcześniej w literaturze struktury wyniesione określano jako „garb wolsztyński” (np. Pokorski, 1989).

Wypełnienie osadowe. Osady basenu Zielona Góra–Borzęcin leżą niezgodnie na starszych skałach wylewnych i piroklastycznych czerwonego spągowca dolnego oraz na skałach karbonu. Skomplikowana struktura tego basenu spowodowała, że był on również wcześniej opisywany jako basen Zielonej Góry na północnym zachodzie i baseny Górnej Odry na południowym wschodzie (Maliszewska i in., 2016). Wypełnienie basenu tworzą osady epiklastyczne – stożków aluwialnych, równi aluwialnej i podrzędnie jeziorne oraz osady piroklastyczne o rozpoznanej miąższości do 500 m (Maliszewska i in., 2003, 2016; Kiersnowski, 2014). Osady te powstały pod koniec okresu permsko-karbońskiej aktywności wulkanicznej (Breitkreuz i in., 2008; Geissler i in., 2008), w przedziale wiekowym od najpóźniejszego karbonu do wczesnego permu i reprezentują czerwony spągowiec dolny („Tabela stratygraficzna Polski”, 2008).

Geneza basenu. Basen Zielona Góra–Borzęcin powstał w rezultacie blokowego obniżenia się podłoża w strefie tektonicznej środkowej Odry (Kiersnowski, 2014), przecinającej południową część waryscyjskich eksternidów zewnętrznych (Kiersnowski, Petecki, 2017). Powstanie basenu może

być związane z generalną przebudową tektoniczną jaka miała miejsce w obrębie waryscyjdów na etapie późno- i (lub) postorogenicznym, w wyniku której doszło do powstania na przełomie karbonu i permu zespołu subbasenów w systemie tektonicznym typu *pull-apart* (Bachmann i in., 2008; Pharaoh i in., 2010). Zakończenie depozycji osadów czerwonego spągowca dolnego w omawianym basenie było związane z zakończeniem subsydencji i późniejszą inwersją strukturalną w rowach tektonicznych rozwiniętych na obszarze waryscyjdów zewnętrznych. Górna granica osadów czerwonego spągowca dolnego jest powierzchnią erozyjną, a występująca powyżej pokrywa osadowa czerwonego spągowca górnego ma charakter przekraczający.

Uwagi. Tektonika późno- i postwaryscyjska (Pokorski, 1989) w połączeniu z regionalną subsydencją termiczną nałożyła się na starszy plan strukturalny związany z orogenezą waryscyjską. Dlatego postwaryscyjskie baseny sedymentacyjne powstałe na przełomie karbonu i permu mają złożoną budowę geologiczną, będącą efektem reaktywacji struktur podłoża w trakcie wielofazowych ruchów tektonicznych.

Literatura:

BACHMANN G.H., VOIGT T., BAYER U., von EYNATTEN H., LEGLER B., LITTKER R., 2008 – Depositional history and sedimentary cycles in the Central European Basin System. *W: Dynamics of Complex Intracontinental Basins: The Central European Basin System* (red. R. Littke i in.): 157–172. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

BREITKREUZ CH., GEISSLER M., SCHNEIDER J., KIERSNOWSKI H., 2008 – Chapter 4. Basin fill. 4.2. Basin initiation: Volcanism and sedimentation. *W: Dynamics of Complex Intracontinental Basins. The Central European Basin System* (red. R. Littke i in.): 173–179. Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg.

GEISSLER M., BREITKREUZ C., KIERSNOWSKI H., 2008 – Late Paleozoic volcanism in the central part of the Southern Permian Basin (NE Germany, W Poland): facies distribution and volcano-topographic hiatus. *Inter. J. Earth Sci.*, **97**, 5: 973–989.

KIERSNOWSKI H., 2014 – Early Permian sedimentary basins of Polish Variscan Externides. *Wissenschaftliche Mitteilungen 45. CPC-2014 Field Meeting on Carboniferous and Permian Nonmarine – Marine Correlation*, Freiberg, Niemcy. Abstract Volume. Technische Universität Bergakademie Freiberg, Freiberg.

- KIERSNOWSKI H., PETECKI Z., 2017 – Budowa geologiczna podcechsztyńskiego podłoża legnicko-głogowskiego okręgu miedziowego (LGOM) i jego otoczenia: spojrzenie krytyczne. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **468**: 175–198.
- MALISZEWSKA A., KIERSNOWSKI H., JACKOWICZ E., 2003 – Wulkanoklastyczne osady czerwonego spągowca dolnego na obszarze Wielkopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **179**: 1–59.
- MALISZEWSKA A., JACKOWICZ E., KUBERSKA M., KIERSNOWSKI H., 2016 – Skąły permu dolnego (czerwonego spągowca) zachodniej Polski – monografia petrograficzna. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **204**.
- PHARAOH T.C., DUSAR M., GELUK M.C., KOCKEL F., KRAWCZYK C.M., KRZYWIEC P., SCHECK-WENDEROTH M., THYBO H., VEJBÆK O.V., van WEES J.D., 2010 – Tectonic evolution. *W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area* (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 25–57. EAGE Publications b.v., Houten.
- POKORSKI J., 1989 – Evolution of the Rotliegendes Basin in Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **37**, 1/2: 49–55.
- TABELA STRATYGRAFICZNA POLSKI, 2008 – Polska pozakarpacka (red. R. Wagner). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Basen Pniewy–Książ Wielkopolski



Plan strukturalny:
podcechsztyński.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
najpóźniejszy karbon (gżel) –
wczesny perm (aselsk–sakmar).

Powierzchnia wychodni: 5375 km².

Zasięg regionalny. Basen Pniewy–Książ Wielkopolski stanowi zespół subbasenów (rowów tektonicznych) o osiach zorientowanych w przybliżeniu w kierunku NW–SE, rozwiniętych na podłożu północno-wschodniej części eksternidów waryscyjskich (fig. 6A) (eksternidy waryscyjskie północne – Kiersnowski, Petecki, 2017; wielkopolskie pasmo fałdowe – Aleksandrowski, 2017). Od południowego zachodu sąsiaduje z wyniesieniem (blokiem) brandenbursko-wolsztyńskim (wcześniej określanym jako „garb wolsztyński” – np. Pokorski, 1989), a granica między obiema strukturami ma charakter tektoniczny i erozyjny. Od północnego wschodu jego zasięg jest hipotetyczny z powodu niedostatecznego rozpoznania wgłębnego. Przymuszalnie rowy tektoniczne wypełnione podobnymi osadami mogły występować do strefy krawędzi frontu deformacji waryscyjskich na północnym wschodzie (Pokorski, 1989). Do skonstruowania obrazu kartograficznego zasięgu basenu wykorzystano niepublikowane wyniki opracowań H. Kiersnowskiego.

Wypełnienie osadowe. Osady basenu Pniewy–Książ Wielkopolski leżą niezgodnie na starszych skałach wylewnych i piroklastycznych czerwonego spągowca dolnego oraz na skałach starszego podłoża karbońskiego. Wypełnienie osadowe tworzą osady epiklastyczne – aluwialne, fluwialne i jeziorne oraz osady piroklastyczne formacji Pniew o miąższości do 200 m (Maliszewska i in., 2003, 2016; Kiersnowski, 2014). Osady te były deponowane pod koniec okresu permu-karbońskiej aktywności wulkanicznej (Breitkreuz

i in., 2008; Geissler i in., 2008), co datuje się na przedział wiekowy od najpóźniejszego karbonu do wczesnego permu. Są zaliczane do czerwonego spągowca dolnego („Tabela stratygraficzna Polski”, 2008).

Geneza basenu. Basen Pniewy–Książ Wielkopolski powstał w rezultacie blokowego obniżania się podłoża związanego z wczesnopermskim wulkanizmem i późniejszym stygnięciem skał magmowych (Pokorski, 1989; Maliszewska i in., 2003; Kiersnowski, 2014). W trakcie ogólnej przebudowy tektonicznej eksternidów waryscyjskich powstał na przełomie karbonu i permu zespół subbasenów w systemie tektonicznym typu *pull-apart* (Bachmann i in., 2008; Pharaoh i in., 2010). Zakończenie depozycji osadów czerwonego spągowca dolnego w opisywanym basenie było związane z końcem procesów subsydencji i późniejszą inwersją strukturalną w rowach tektonicznych rozwiniętych na obszarze waryscydów zewnętrznych i ich przedpola. Górna granica osadów czerwonego spągowca dolnego jest powierzchnią erozyjną, a występująca powyżej pokrywa osadowa czerwonego spągowca górnego ma charakter przekraczający.

Uwagi. Tektonika późnowaryscyjska i powaryscyjska w połączeniu z regionalną subsydencją termiczną nałożyła się na starszy plan strukturalny związany z orogenezą waryscyjską. Dlatego powstałe baseny sedymentacyjne mają złożoną budowę geologiczną, będącą efektem reaktywacji struktur podłoża w trakcie wielofazowych ruchów tektonicznych.

Literatura:

- ALEKSANDROWSKI P., 2017 — Struktury młodopaleozoiczne (waryscyjskie). *W: Atlas Geologiczny Polski* (red. J. Nawrocki, A. Becker). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- BACHMANN G.H., VOIGT T., BAYER U., von EYNATTEN H., LEGLER B., LITTKER R., 2008 – Depositional history and sedimentary cycles in the Central European Basin System. *W: Dynamics of Complex Intracontinental Basins: The Central European Basin System* (red. R. Litke i in.): 157–172. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

- BREITKREUZ C., GEISSLER M., SCHNEIDER J., KIERSNOWSKI H., 2008 – Chapter 4. Basin fill. 4.2. Basin initiation: Volcanism and sedimentation. *W: Dynamics of Complex Intracontinental Basins. The Central European Basin System* (red. R. Littke i in.): 173–179. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- GEISSLER M., BREITKREUZ C., KIERSNOWSKI H., 2008 – Late Paleozoic volcanism in the central part of the Southern Permian Basin (NE Germany, W Poland): facies distribution and volcano-topographic hiatus. *Inter. J. Earth Sci.*, **97**, 5: 973–989.
- KIERSNOWSKI H., 2014 – Early Permian sedimentary basins of Polish Variscan Externides. *Wissenschaftliche Mitteilungen 45. CPC-2014 Field Meeting on Carboniferous and Permian Nonmarine – Marine Correlation, Freiberg, Niemcy. Abstract Volume. Technische Universität Bergakademie Freiberg, Freiberg.*
- KIERSNOWSKI H., PETECKI Z., 2017 – Budowa geologiczna podcechsztyńskiego podłoża legnicko-głogowskiego okręgu miedziowego (LGOM) i jego otoczenia: spojrzenie krytyczne. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **468**: 175–198.
- MALISZEWSKA A., KIERSNOWSKI H., JACKOWICZ E., 2003 – Wulkanoklastyczne osady czerwonego spągowca dolnego na obszarze Wielkopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **179**: 1–59.
- MALISZEWSKA A., JACKOWICZ E., KUBERSKA M., KIERSNOWSKI H., 2016 – Skały permu dolnego (czerwonego spągowca) zachodniej Polski – monografia petrograficzna. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **204**.
- PHARAOH T.C., DUSAR M., GELUK M.C., KOCKEL F., KRAWCZYK C.M., KRZYWIEC P., SCHECK-WENDEROTH M., THYBO H., VEJBÆK O.V., van WEES J.D., 2010 – Tectonic evolution. *W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area* (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 25–57. EAGE Publications b.v., Houten.
- POKORSKI J., 1989 – Evolution of the Rotliegendes Basin in Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **37**, 1/2: 49–55.
- TABELA STRATYGRAFICZNA POLSKI, 2008 – Polska pozakarpacka (red. R. Wagner). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Basen Sławkowa



Plan strukturalny:
podmezozoiczny.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
wczesny (aselsk–sakmar)–późny perm.

Powierzchnia wychodni: 1283 km².

Zasięg regionalny. Basen jest wąskim, wielocłonowym depocentrum (fig. 6A) położonym wzdłuż północno-wschodniego obrzeżenia GZW (dewońsko-karbońskiego basenu górnośląskiego). Rozciąga się ono od Krzeszowic na SE po Tarnowskie Góry na NW (Kiersnowski, Maliszewska, 1985; Kiersnowski, 1991). Zasięg basenu, miejscami związany z lokalnymi dyslokacjami brzeżnymi, jest wyznaczony na podstawie otworów wiertniczych (Habryn i in., 2002; Buła i in., 2008).

Wypełnienie osadowe. Sedymentacja w basenie Sławkowa trwała od wczesnego (aselska lub sakmaru) do późnego permu (Kiersnowski, 1991; „Tabela stratygraficzna Polski”, 2008). Basen jest wypełniony głównie zlepionkami (w tym zlepionkami myślachowickimi – Gradziński, 1982), ilami i wulkanitami (skały wylewne i piroklastyczne) i podrzędnie węglanami (trawertyny, caliche, w tym martwica karniowicka – Roemer, 1870) (Siedlecka, 1964; Kiersnowski, Maliszewska, 1985; Paszkowski, 1987; Ćwizewicz, Szulc, 1989). Są

to głównie osady stożków i okresowych równi aluwialnych. Osady klastyczne, o maksymalnej miąższości rzędu 600 m, są znacznie zróżnicowane w obrębie basenu zarówno pod względem składu litologicznego, jak i rozmiarów okruców skał. W ich składzie odzwierciedlają się lokalne źródła materiału pochodzącego z erozji skał osadowych młodszego paleozoiku, jak też lokalnych pokryw skał wulkanicznych. W zlepionkach lokalnie występują klasty skał metamorficznych. Skały wypełniające basen są zaliczane do czerwonego spągowca dolnego–górnego.

Geneza basenu. Basen Sławkowa ma charakter rowu tektonicznego – jest ekstensyjną strukturą powaryscyjską powstałą w strefie uskoków kulisowych i systemu kulisowych brachyfałdów w wypiętrzonej części przedpola morawsko-śląskiego segmentu orogenu waryscyjskiego (Bogacz, 1981; Kotas, 1982). W podłożu rowu występują skały dewonu górnego i karbonu dolnego, przy czym relacje tektoniczne bloków podłoża nie są dobrze rozpoznane (Buła i in., 2008). Górna granica osadów czerwonego spągowca ma charakter erozyjny. Przyczyną końca rozwoju basenu było jego wypełnienie połączone z penepłenizacją obszarów otaczających. Nadległe utwory triasu (głównie najwyższego triasu dolnego – retu) leżą przeważnie zgodnie na podłożu permskim.

Uwagi. Przedłużeniem rowu Sławkowa na północny zachód jest słabo rozpoznany rów znajdujący się między otworami wiertniczymi Tarnowskie Góry IG K3 a Solarnia IG 1 (niepublikowane wyniki badań autora opisu).

Literatura:

- BOGACZ K., 1981 – Budowa geologiczna paleozoiku dębnickiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **50**: 183–208.
- BUŁA Z., KWARCINŃSKI J., HABRYN R., SIKORA R., 2008 – Mapa geologiczna odkryta po karbon na bloku Górnośląskim i Małopolskim; Mapa geologiczno-strukturalna stropu paleozoiku (bez permu) i prekambriu. *W*: Atlas geologiczno-strukturalny podłoża paleozoicznego Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpacciego (red. Z. Buła, R. Habryn). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ĆWIZĘWICZ M., SZULC J., 1989 – Warunki klimatyczne środowiska sedymentacji martwicy karniowickiej. *Prz. Geol.*, **37**, 4: 180–186.
- GRADZIŃSKI R., 1982 – Explanatory notes to the litho-tectonic profile of the Upper Silesian Basin (Upper Carboniferous–Lower Permian). *Veröffentlichungen des Zentralinstitut für Physik der Erde, Akademie der Wissenschaften der DDR*, **66**: 225–235.
- HABRYN R., KRIEGER W., KUREK S., MARKOWIAK M., WOŹNIAK P., 2002 – Mapa geologiczno-strukturalna stropu paleozoiku bez permu. A. Rzeźba powierzchni paleozoiku bez permu. B. Występowanie utworów nadkładu na powierzchni paleozoiku. *W*: Atlas geologiczny paleozoiku bez permu w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego (red. Z. Buła i in.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KIERSNOWSKI H., MALISZEWSKA A., 1985 – Grubookruchowe osady czerwonego spągowca w rejonie siewiersko-olkuskim w świetle nowych badań. *Prz. Geol.*, **33**, 4: 181–192.
- KIERSNOWSKI H., 1991 – Litostratygrafia permu północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego – nowa propozycja. *Prz. Geol.*, **39**, 4: 198–203.
- KOTAS A., 1982 – Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W*: Przewodnik 54. zjazdu Pol. Tow. Geol. Sosnowiec: 45–72. Wydaw. Geol., Warszawa.
- PASZKOWSKI M., 1987 – Wadyczne osady węglanowe w utworach czerwonego spągowca rowu Sławkowa. *Prz. Geol.*, **35**, 4: 192–194.
- ROEMER F., 1870 – Geologie von Oberschlesien. *Jebr. Schles. Vaterl. Kult.*, **48**.
- SIEDLECKA A., 1964 – Osady permu na północno-wschodnim obrzeżeniu Zagłębia Górnośląskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **34**: 309–394.
- TABELA STRATYGRAFICZNA POLSKI, 2008 – Polska pozakarpaska (red. R. Wagner). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Basen Liplas–Tarnawa

Plan strukturalny:
podmezozoiczny.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
perm–?wczesny trias

Powierzchnia wychodni: 628 km².

Zasięg regionalny. Basen Liplas–Tarnawa (fig. 6A) jest ograniczony od północy utworami dewonu zrębu Niepołomice–Puszcza, od wschodu – zbudowanym z utworów dewonu zrębem Łączycy, od północnego zachodu – kambrem wyniesienia Dąbia, a od zachodu – wyniesieniem Rzeszotar zbudowanym z metamorficznych skał prekambryjskich (Kiersnowski, 2001). Uskoki graniczne wchodzi w skład strefy tektonicznej oddzielającej blok górnośląski od bloku małopolskiego. Skrajna południowa część basenu jest nierozpoznana i prawdopodobnie rozciąga się pod nasunięcie karpackie.

Wypełnienie osadowe. Basen wypełniają osady klastyczne i mieszane klastyczno-siarczanowe. W najniższej części są to wg Buły (2001) osady aluwialne permu dolnego o miąższości 150 m stwierdzone tylko w profilu otworu Tarnawa 1. Wyżej występują głównie drobnoklastyczne i siarczanowe osady aluwialne i sebhly permu górnego o miąższości blisko

700 m, interpretowane jako lądowy ekwiwalent morskich facji cechsztynu. W najwyższej części profilu stwierdzono drobnoklastyczne i siarczanowe osady permu-triasu o miąższości prawie 700 m.

Geneza basenu. Basen Liplas–Tarnawa ma charakter rowu tektonicznego typu *pull-apart*, utworzonego w wyniku transtensji i transpresji w permsko-triasowym etapie rozwoju powaryscyjskiego (Poprawa i in., 2001). Etap ten był poprzedzony wcześniejszymi (dewon–karbon), wielofazowymi ruchami tektonicznymi zachodzącymi w strefie uskoku krakowsko-lublinieckiego w reżimie ekstensyjnym oraz przesuwczym z elementami kompresji (por. Żaba, 1999). Według Poprawy i in. (2001) rozwój rowu Liplas–Tarnawa był powiązany z przesuwczą (prawoskrętną) aktywnością tektoniczną granicy masywów górnośląskiego i małopolskiego, być może związaną z powaryscyjską relaksacją. Koniec sedymentacji w obrębie basenu wiązał się z zakończeniem subsydencji tektonicznej w najpóźniejszym permie lub wczesnym triasie.

Uwagi. Klastyczne osady nierozdzielonego permu-triasu zachowały się w wielu miejscach na południe i południowy wschód od Krakowa. Występowały one pierwotnie na bardziej rozległym obszarze, lecz później uległy wieloetapowej erozji. Zachowały się na obszarach stanowiących pierwotnie osie starszych paleozoicznych synklin o przebiegu NNW–SSE, zbudowanych z utworów dolnego i miejscami górnego

karbonu. Synkliny te zostały w permie silnie zdyslokowane w czasie ruchów tektonicznych o charakterze blokowym. Powstał wówczas rów Liplas–Tarnawa, charakteryzujący się znaczną subsydencją (Kiersnowski, 2001) oraz szeregiem mniejszych, słabo dotąd rozpoznanych, rowów tektonicznych.

Literatura:

BUŁA Z., 2001 – Litologia i stratygrafia klastycznych utworów karbonu i dolnego permu w profilu otworu Tarnawa 1. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **174**: 61–65.

KIERSNOWSKI H., 2001 – Osady permo-triasu w basenie Liplas–Tarnawa. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **174**: 87–100.
 POPRAWA P., JAROSIŃSKI M., PEPEL A., KIERSNOWSKI H., JAWOR E., 2001 – Ewolucja tektoniczna rejonu Liplas–Tarnawa – analiza subsydencji, badania mezo-strukturalne oraz analiza danych sejsmicznych i grawimetrycznych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **174**: 143–160.
 ŻABA J., 1999 – Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **166**: 1–162.

Centralny basen czerwonego spągowca górnego



Plan strukturalny:
podcechsztyński.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
perm środkowy (road–kapitan)–
późny (wczesny wuczaping).

Powierzchnia wychodni: 86 549 km².

Zasięg regionalny. Główną część basenu (fig. 6A) tworzy depocentrum położone wzdłuż strefy TTZ. Dzieli się ono na segmenty pomorski i kujawski (Krzywiec i in., 2019). W części południowo-zachodniej rozwinęły się, połączone z główną częścią basenu, podrzędne depocentra – subbaseny Poznania (wielkopolski) oraz dolnośląski, rozdzielone paleowyniesieniem wolsztyńskim (Pokorski, 1989, 1998; Karnkowski, 1999), nazywanym również wyniesieniem brandenbursko-wolsztyńsko-pogorzelskim (Kiersnowski i in., 2010). Granice opisywanego basenu wyznacza zasięg występowania osadów czerwonego spągowca górnego określony przez Pokorskiego (1989, 1998) i Karnkowskiego (1999) z późniejszymi zmianami Kiersnowskiego (w: Gast i in., 2010). Granicę zachodnią stanowi granica państwa, a w części północno-zachodniej zasięg basenu jest związany z wyniesieniami tektonicznymi rejonu Trzebież–Police, odgraniczające basen polski od wschodniemieckiego basenu czerwonego spągowca (Kiersnowski, Buniak, 2006). Granica północna, pokrywająca się w przybliżeniu z linią wybrzeża Morza Bałtyckiego, związana strukturalnie z wyniesionymi blokami tektonicznymi Gryfic, Kołobrzegu i Wolina, została wykartowana przez Kiersnowskiego i Buniaka (2006). Zasięg północno-wschodni i wschodni opisywanego basenu czerwonego spągowca pokrywa się w przybliżeniu z krawędzią kratonu wschodnioeuropejskiego (strefą TTZ), z której sektorem północno-zachodnim są związane wyniesienia strefy tektonicznej Koszalin–Chojnice. Granica południowo-wschodnia jest wyznaczona przez paleowyniesienia („wypiętrzenia”) południowopolskie i świętokrzyskie (Pokorski, 1998). W części południowo-zachodniej południowa granica subbasenu śląskiego jest

związana z paleoelewacją bloku przedsudeckiego (Kiersnowski, Petecki, 2017).

Wypełnienie osadowe. Osady czerwonego spągowca górnego tworzyły się w przedziale wiekowym obejmującym perm środkowy (gwadelup), być może już od późnego kunguru (późny cisural) do wczesnego wuczapingu („Tabela stratygraficzna Polski”, 2008; Słowakiewicz i in., 2009). Spoczywają one niezgodnie (przekraczając) z luką stratygraficzną rzędu kilku–kilkunastu mln lat na utworach czerwonego spągowca dolnego oraz na starszym podłożu paleozoicznym. Wypełnienie osadowe jest reprezentowane przez trzy główne litofacje: zlepieńce i piaskowce aluwialne, piaskowce eoliczne oraz mułowce i piaskowce plał. Maksymalna miąższość osadów osiąga 1400 m w północnej części basenu (Pokorski, 1998). Górna granica osadów czerwonego spągowca odpowiada wyraźnej zmianie charakteru sedymentacji. Transgresja późnopermska spowodowała zastąpienie sedymentacji lądowych osadów silikoklastycznych czerwonego spągowca przez morskie osady cechsztynu (Wagner, 1994).

Geneza basenu. Według modelu van Weesa i in. (2000) rozwój południowego basenu permskiego, którego częścią jest centralny basen czerwonego spągowca górnego, został zapoczątkowany przez tektoniczną subsydencję w reżimie ekstensyjnym, nałożoną na termiczną relaksację litosfery po jej destabilizacji na przełomie karbonu i permu. Temu ostatniemu procesowi towarzyszyła intensywna aktywność wulkaniczna (por. baseny Pniewy–Książ Wielkopolski i Zielona Góra–Borzęcin). Centralny basen czerwonego spągowca górnego, w tym zwłaszcza jego główna część, tworzył lokalne depocentrum uwarunkowane rozwojem tektoniki ekstensyjnej (van Wees i in., 2000). Karnkowski (1999) zaproponował dla wyjaśnienia genezy basenu model asymetrycznego ryftu, który jednak nie jest szerzej stosowany w literaturze przedmiotu. Podsumowanie interpretacji genezy południowego basenu permskiego, w tym centralnego basenu czerwonego spągowca górnego przedstawił Pharaoh i in. (2010).

Uwagi. Centralny basen czerwonego spągowca górnego należy do większej jednostki nazywanej w literaturze środkowoeuropejskim basenem permskim lub południowym ba-

senem permskim (Gast i in., 2010) i tworzy jego wschodnią część w sensie paleogeograficznym oraz jego niższą część w sensie stratygraficznym. Basen ma wąskie połączenia z basenami marginalnymi: ślupskim, podlaskim, północno-sudeckim i wschodnim basenem przed-sudeckim. W podłożu basenu występują izolowane baseny osadowe czerwonego spągowca dolnego – Zielona Góra–Borzęcin i Pniewy–Książ Wielkopolski.

Literatura:

- GAST R.E., DUSAR M., BREITKREUZ C., GAUPP R., SCHNEIDER J.W., STEMMERIK L., GELUK M.C., GEISSLER M., KIERSNOWSKI H., GLENNIE K.W., KABEL S., JONES N.S., 2010 – Rotliegend. *W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area* (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 101–121. EAGE Publications b.v., Houten.
- KARNKOWSKI P.H., 1999 – Origin and evolution of the Polish Rotliegend Basin. *Polish Geol. Inst. Sp. Papers*, 3: 1–93.
- KIERSNOWSKI H., 1997 – Depositional development of the Polish Upper Rotliegend Basin and evolution of its sediment source areas. *Geol. Quart.*, 41, 4: 433–456.
- KIERSNOWSKI H., BUNIAK A., 2006 – Evolution of the Rotliegend Basin of northwestern Poland. *Geol. Quart.*, 50, 1: 119–138.
- KIERSNOWSKI H., PETECKI Z., 2017 – Budowa geologiczna podcechsztyńskiego podłoża legnicko-głogowskiego okręgu miedziowego (LGOM) i jego otoczenia: spojrzenie krytyczne. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 468: 175–198.
- KIERSNOWSKI H., PERYT T.M., BUNIAK A., MIKOŁAJEWSKI Z., 2010 – From the intra-desert ridges to the marine carbonate island chain: middle to late Permian (Upper Rotliegend–Lower Zechstein) of the Wolsztyn–Pogorzela high, west Poland. *Geol. J.*, 44, 2: 319–335.
- KRZYWIEC P., KIERSNOWSKI H., PERYT T., 2019 – Fault-controlled Permian sedimentation in the central Polish Basin (Bydgoszcz–Szubin area) – Insights from well and seismic data. *Z. Dt. Ges. Geowiss. (German J. Geol.)*, 170, 3/4: 255–272.
- PHARAOH T.C., DUSAR M., GELUK M.C., KOCKEL F., KRAWCZYK C.M., KRZYWIEC P., SCHECK-WENDEROTH M., THYBO H., VEJBÆK O.V., van WEES J.D., 2010 – Tectonic evolution. *W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area* (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 25–57. EAGE Publications b.v., Houten.
- POKORSKI J., 1989 – Evolution of the Rotliegendes Basin in Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 37, 1/2: 49–55.
- POKORSKI J., 1998 – Górný czerwony spągowiec; podgrupa Drawy i Noteci. Miąższość (Tabl. 4). *W: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce* (red. R. Dadlez i in.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SŁOWAKIEWICZ M., KIERSNOWSKI H., WAGNER R., 2009 – Correlation of the Middle and Upper Permian marine and terrestrial sedimentary sequences in Polish, German, and USA Western Interior Basins with reference to global time markers. *Palaeoworld*, 18: 193–211.
- TABELA STRATYGRAFICZNA POLSKI, 2008 – Polska pozakarpaska (red. R. Wagner). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WAGNER R., 1994 – Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 146: 1–71.
- van WEES J.-D., STEPHENSON R.A., ZIEGLER P.A., BAYER U., MCCANN T., DADLEZ R., GAUPP R., NARKIEWICZ M., BITZER F., SCHECK M., 2000 – On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe. *Mar. Petrol. Geol.*, 17: 43–59.

Basen podlaski



Plan strukturalny:
podcechsztyński.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
późny perm (wczesny wuczaping?).

Powierzchnia wychodni: 10 833 km².

Zasięg regionalny. Granice basenu (fig. 6A) wyznacza zasięg występowania osadów czerwonego spągowca górnego w obrębie środkowego segmentu monokliny mazursko-podlaskiej (permisko-mezozoicznej pokrywy kratonu wschodnioeuropejskiego). Granice zostały wykartowane przez Po-

korskiego (1998), Karnkowskiego (1999) oraz zmienione przez Kiersnowskiego (w: Gast i in., 2010).

Wypełnienie osadowe. Osady czerwonego spągowca górnego spoczywają niezgodnie na starszych utworach paleozoicznych (w północno-wschodniej części głównie na sylurze, a w południowo-zachodniej głównie na karbonie). Basen jest wypełniony sukcesją piaskowcową z przewarstwieniami zlepieńców w północnej części. Miąższość osadów, zaliczanych do permu górnego („Tabela stratygraficzna Polski”, 2008), dochodzi do 50 m.

Geneza basenu. Zasięg basenu jest uwarunkowany budową podłoża – występowaniem subbasenu podlaskiego (por. basen podlasko-lubelski) utworzonego w strukturalnym obniżeniu cokołu platformy prekambryjskiej po południowej

stronie wyniesienia mazurskiego. Osady basenu wypełniły prawdopodobnie paleomorfologiczne obniżenie powstałe w wyniku wcześniejszej erozji drobnoklastycznych osadów sylurskich (por. basen warmiński). Opisany basen prawdopodobnie nie ulegał subsydencji (Pokorski, 1989), aczkolwiek ewentualny udział tektoniki w jego powstaniu nie jest całkowicie wyjaśniony. Być może jego rozwój częściowo był związany z synsedymacyjną aktywnością uskoków wzdłuż południowej krawędzi wyniesienia mazurskiego oraz w północnej części karbońskiego basenu płocko-lubelskiego (Pokorski, 1972, 1978, 1997). Podobnie jak w przypadku innych basenów czerwonego spągowca górnego, rozwój basenu zakończyła transgresja cechsztyńska (Wagner, 1994).

Uwagi. Basen podlaski miał najprawdopodobniej wąskie połączenie hydrologiczne z południowo-wschodnią częścią centralnego basenu czerwonego spągowca górnego, co umożliwiało transport i redepozycję osadów ku zachodowi (Kiersnowski, 1997; Pokorski, 1997).

Literatura:

- GAST R.E., DUSAR M., BREITKREUZ C., GAUPP R., SCHNEIDER J.W., STEMMERIK L., GELUK M.C., GEISLER M., KIERSNOWSKI H., GLENNIE K.W., KABEL S., JONES N.S., 2010 – Rotliegend. *W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area* (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 101–121. EAGE Publications b.v., Houten.
- KARNKOWSKI P.H., 1999 – Origin and evolution of the Polish Rotliegend Basin. *Polish Geol. Inst. Sp. Papers*, **3**: 1–93.

- KIERSNOWSKI H., 1997 – Depositional development of the Polish Upper Rotliegend Basin and evolution of its sediment source areas. *Geol. Quart.*, **41**, 4: 433–456.
- POKORSKI J., 1972 – Perm dolny. *W: Ropo- i gazonośność obniżenia podlaskiego na tle budowy geologicznej* (red. B. Areń). Część II: Warunki występowania bituminów w obniżeniu podlaskim (red. J. Calikowski, S. Depowski): 180–182. Inst. Geol., Warszawa.
- POKORSKI J., 1978 – Czerwony spągowiec. *W: Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski* (red. S. Depowski). Inst. Geol., Warszawa.
- POKORSKI J., 1989 – Evolution of the Rotliegendes Basin in Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **37**, 1/2: 49–55.
- POKORSKI J., 1997 – Perm dolny (czerwony spągowiec). Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 45–62.
- POKORSKI J., 1998 – Czerwony spągowiec. Paleogeografia późnego czerwonego spągowca (Tab. 3). *W: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce* (red. R. Dadlez i in.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- TABELA STRATYGRAFICZNA POLSKI, 2008 – Polska pozakarpaska (red. R. Wagner). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WAGNER R., 1994 – Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **146**: 1–71.

Basen słupski



Plan strukturalny:
podcechsztyński.

OGÓLNY charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
późny perm (wczesny wuczaping?).

Powierzchnia wychodni: 6082 km².

Zasięg regionalny. Północną i wschodnią granicę basenu (fig. 6A) wyznacza zasięg osadów czerwonego spągowca górnego w obrębie zachodniej części syneklizy bałtyckiej. Południowo-zachodnia granica basenu jest związana z wyniesieniami strefy tektonicznej Koszalin–Chojnice, które oddzielają go od centralnego basenu czerwonego spągowca górnego (Pokorski, 1976, 1978, 1989). Najnowszy obraz kartograficzny zasięgu basenu przedstawił Kiersnowski (w: Gast i in., 2010).

Wypełnienie osadowe. Osady czerwonego spągowca górnego spoczywają niezgodnie na starszych utworach paleozoicznych (głównie syluru). Wypełnienie osadowe basenu jest regionalnie zróżnicowane: w części zachodniej przeważają zlepieńce, w części wschodniej – piaskowce. Miąższość sukcesji, zaliczanej do permu górnego („Tabela stratygraficzna Polski”, 2008), nie przekracza 80 m.

Geneza basenu. Pokorski (1989) wskazuje na brak znaczącego udziału subsydencji w rozwoju basenu. Basen był wypełniany osadami w kilku fazach o zróżnicowanych uwarunkowaniach (Kiersnowski, 1997). Główną przyczyną powstania basenu było ukształtowanie obniżenia morfologicznego w wyniku erozji starszych skał pokrywy osadowej kratonu wschodnioeuropejskiego (por. Dadlez, 1983). Druga faza ewolucji basenu została zapoczątkowana tektonicznymi ruchami blokowymi, które spowodowały powstanie bariery, ograniczającej basen od południowego zachodu (Antonowicz i in., 1993). W ostatniej fazie południowo-zachodnia część basenu uległa słabej subsydencji (Kiersnowski, 1997).

Rozwój basenu słupskiego został zakończony, podobnie jak w przypadku pozostałych basenów czerwonego spągowca górnego, transgresją, w wyniku której rozpoczęła się depozycja morskich osadów cechsztynu (Wagner, 1994).

Uwagi. Basen słupski miał okresowe połączenie z centralnym basenem czerwonego spągowca górnego. Osady wypełniające ten basen znajdowały się wyżej niż strop osadów w basenie centralnym, co umożliwiało ich okresową redepozycję do tego ostatniego zbiornika (Kiersnowski, 1997).

Literatura:

ANTONOWICZ L., IWANOWSKA E., JAMROZIK J., NOWICKA A., 1993 – Pochylone bloki/półtroje podłoża permu na obszarze antyklinorium i synklinorium pomorskiego – implikacje dla poszukiwań naftowych. *Prz. Geol.*, **41**, 2: 71–74.

DADLEZ R., 1983 – Podział tektoniczny i paleotektoniczny niecki pomorskiej. *Kwart. Geol.*, **27**, 1: 59–68.

GAST R.E., DUSAR M., BREITKREUZ C., GAUPP R., SCHNEIDER J.W., STEMMERIK L., GELUK M.C., GEISLER M., KIERSNOWSKI H., GLENNIE K.W.,

KABEL S., JONES N.S., 2010 – Rotliegend. *W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area* (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 101–121. EAGE Publications b.v., Houten.

KIERSNOWSKI H., 1997 – Depositional development of the Polish Upper Rotliegend Basin and evolution of its sediment source areas. *Geol. Quart.*, **41**, 4: 433–456.

POKORSKI J., 1976 – Czerwony spągowiec, warstwy dardłowskie i miasteckie. *W: Perm i mezozoik niecki pomorskiej* (red. R. Dadlez). *Pr. Inst. Geol.*, **79**: 10–18.

POKORSKI J., 1978 – Czerwony spągowiec. *W: Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski* (red. S. Depowski). Inst. Geol., Warszawa.

POKORSKI J., 1989 – Evolution of the Rotliegendes Basin in Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **37**, 1/2: 49–55.

TABELA STRATYGRAFICZNA POLSKI, 2008 – Polska pozakarpacka (red. R. Wagner). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

WAGNER R., 1994 – Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **146**: 1–71.

Basen warmiński



Plan strukturalny:
podcechsztyński.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
późny perm (wczesny wuczaping?).

Powierzchnia wychodni: 9261 km².

Zasięg regionalny. Granicę południowo-zachodnią basenu (fig. 6A) wyznacza zasięg występowania osadów czerwonego spągowca górnego w obrębie północnej części monokliny mazursko-podlaskiej (pokrywa osadowa kratonu wschodnioeuropejskiego; Pokorski, 1978, 1998). Granicę północną stanowi granica państwa i w niewielkiej części – granica polskiej strefy ekonomicznej na Morzu Bałtyckim. Południowa granica basenu jest związana z występowaniem na południu prekambryjskiego wyniesienia mazurskiego (Pokorski, 1989).

Wypełnienie osadowe. Osady czerwonego spągowca górnego, zaliczane do permu górnego („Tabela stratygraficzna Polski”, 2008), spoczywają niezgodnie na utworach syluru i starszych, w tym proterozoicznych basenu bałtyckiego. Basen warmiński jest wypełniony cyklicznymi sukcesjami złożonymi ze zlepieńców, piaskowców oraz podrzędnie mułowców i ilowców o sumarycznej miąższości dochodzącej do 60–100 m.

Geneza basenu. Basen rozwinął się w obniżeniu podłoża ediakarsko-wczesnopaleozoicznego basenu bałtyckiego, bez udziału subsydencji tektonicznej (Pokorski, 1989). Kiersnowski (1997) wiąże powstanie basenu ze zmianami podstawy erozyjnej w centralnym basenie czerwonego spągowca górnego. Osady basenu warmińskiego wypełniają obniżenie paleomorfologiczne powstałe w wyniku wcześniejszej erozji zwietrzałych skał starszego paleozoiku, głównie łupków sylurskich. Znaczenie ruchów tektonicznych dla genezy basenu jest niejasne. Być może rozwój basenu częściowo był związany z aktywnością stref uskokowych w jego południowym obrzeżeniu oraz strefy uskoków sambijskich o przebiegu równoleżnikowym biegnącej na północ od granicy Polski. Rozwój basenu został zakończony, podobnie jak w przypadku pozostałych basenów czerwonego spągowca górnego, zastąpieniem sedymentacji osadów silikoklastycznych czerwonego spągowca o genezie lądowej sedymentacją morskich osadów cechsztynu (Wagner, 1994).

Uwagi. W południowej części basenu warmińskiego, będącej jednocześnie północną granicą wyniesienia mazurskiego, występują krawędzie geomorfologiczne o genezie tektonicznej. Północny zasięg basenu na obszarze strefy kaliningradzkiej i zachodniej Litwy nie jest dobrze rozpoznany (Sliupa, Čyżienė, 1999; Pokorski, Modliński, 2012). Osady wypełniające basen warmiński znajdowały się w trakcie depozycji znacznie wyżej niż strop osadów w północnej części centralnego basenu czerwonego spągowca górnego, co prawdopodobnie umożliwiało okresowe połączenie hydrologiczne obu basenów oraz redepozycję osadów do basenu centralnego (Kiersnowski, 1997).

Literatura:

- KIERSNOWSKI H., 1997 – Depositional development of the Polish Upper Rotliegend Basin and evolution of its sediment source areas. *Geol. Quart.*, **41**, 4: 433–456.
- POKORSKI J., 1978 – Czerwony spągowiec. *W: Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski* (red. S. Depowski). Inst. Geol., Warszawa.
- POKORSKI J., 1989 – Evolution of the Rotliegendes Basin in Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **37**, 1/2: 49–55.
- POKORSKI J., 1998 – Górny czerwony spągowiec; podgrupa Drawy i Noteci. Miąższość (Tabl. 4). *W: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce* (red. R. Dadlez i in.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- POKORSKI J., MODLIŃSKI Z., (red.), 2012 – Mapa geologiczna południowego Bałtyku bez utworów permu i młodszego. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- SLIAUPA S., ČYŽIENĖ J., 1999 – Perloja Formation lithofacies in Southern Lithuania. *Geologija, Vilnius*, **28**: 68–77.
- TABELA STRATYGRAFICZNA POLSKI, 2008 – Polska pozakarpacka (red. R. Wagner). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WAGNER R., 1994 – Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **146**: 1–71.

Polski basen cechsztyński

Plan strukturalny:
podmezozoiczny.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
późny perm (od środkowego wuczapingu do późnego czangsingu).

Powierzchnia wychodni: 188 023 km².

Zasięg regionalny. Granica zachodnia odpowiada granicy polsko-niemieckiej (fig. 6B); granica południowa – w przybliżeniu biegnie wzdłuż równoleżnika 51°, w części wschodniej jest przesunięta na południe; granica wschodnia – tektoniczna (wyniesienie mazursko-białoruskie; przedłużenie północno-zachodnie granicy zrębu Łukowa do Kielc); granica północna – na północ od linii brzegu Bałtyku (w południowej części strefy ekonomicznej na Bałtyku). W skład basenu wchodzi odnoga północnosudecka – reaktywowane podrzędne depocentrum rozwijające się wcześniej z przerwami od późnego karbonu (por. paleozoiczny basen północnosudecki).

Wypełnienie osadowe. Wypełnienie osadowe (<600 m w części peryferycznej basenu, do >1500 m w jego części osiowej – Wagner w: Dadlez i in., 1998) to przede wszystkim utwory cyklotemów ewaporatowych (cykle PZ1–PZ3 – Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1997; Peryt, Wagner, 1998), odzwierciedlające progresywną ewaporację: u podstawy cyklu występują osady powstałe w środowisku normalnomorskim, po których następują osady wskazujące na wzrastające zasolenie – początkowo siarczanowe, a następnie chlorkowe (Richter-Bernburg, 1955). Cykl PZ4 to utwory terygeniczo-ewaporatowe. Utwory cykli PZ1, PZ2 i większa część PZ3 najprawdopodobniej reprezentują środkowy–górny wuczaping, a PZ4 – czangsing („Tabela stratygraficzna Polski”, 2008; Peryt i in., 2012). Utwory PZ1 osiągają miąższość

przeszło 300 m; w części perybałtyckiej oraz podlaskiej tworzą one większą część profilu cechsztynu (Peryt, Skowroński, 2021). Wapień cechsztyński w środkowej części zbiornika ma miąższość 5–10 m i tylko w rejonie grzbietu wolsztyńskiego, gdzie tworzyły się rafy, miąższość dochodzi do 90 m, natomiast w brzeżnej części basenu powstawały platformy węglanowe osiągające miąższość 120 m. Na platformy ewaporatowe przylegające do platform węglanowych składały się platformy siarczanowe anhydrytu dolnego i przylegające do nich baseny solne najstarszej soli kamiennej. Utwory anhydrytu górnego mają na ogół <100 m miąższości i tylko na stokach platform ewaporatowych cyklu PZ1 lokalnie wzrasta ona do ponad 250 m (Peryt i in., 1996). Utwory PZ2 mają do 200 m miąższości w części peryferycznej zbiornika, gdzie powstała platforma węglanowa dolomitu głównego, na którą nałożone są platformowe utwory anhydrytu podstawowego. W środkowej części zbiornika powstał basen chlorkowy o miąższości osadów przekraczającej 400 m (prawdopodobnie do 800 m – Wagner w: Dadlez i in., 1998). Utwory PZ3 osiągają miąższość przeszło 300 m w środkowej części zbiornika; stopniowo maleje ona ku jego brzegom. W cyklu PZ4 w środkowej części zbiornika powstały cyklicznie wykształcone utwory terygeniczne (głównie iłowce) i ewaporatowe (sól kamienna, podrzędnie anhydryt) o miąższości maksymalnej przeszło 300 m (Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1997).

Geneza basenu. Opisująca jednostka jest basenem nałożonym na centralny basen czerwonego spągowca górnego, powstałym w wyniku transgresji morskiej w środkowym wuczapingu. W przeciwieństwie do lądowego basenu czerwonego spągowca górnego, polski basen cechsztyński obejmuje głównie morskie osady węglanowe i ewaporaty pochodzenia morskiego, a ponadto odznacza się ogólnie większym zasięgiem, przede wszystkim na północny wschód od strefy TTZ. Geneza basenu jest związana z termiczną relaksacją litosfery przy małej roli ekstensji (van Wees i in., 2000; Pharaoh i in., 2010). Górna granica osadów cechsztyńskich w środkowej części zbiornika (bruzda śródpolska) ma cha-

rakter sedymentacyjny. W pozostałych częściach zbiornika granica ta ma charakter erozyjny, związany ze stopniowym zamykaniem basenu i redepozycją osadów z bardziej brzeżnych części zbiornika do jego części osiowej.

Uwagi. Polski basen cechsztyński jest fragmentem dużego basenu sedymentacyjnego, w literaturze określanego najczęściej jako środkowoeuropejski basen permski (np. McCann, 2008) lub południowy basen permski (np. Doornenbal, Stevenson, 2010). Basen ten ciągnie się od NE Anglii na zachodzie po Litwę, Łotwę i zachodnią Białoruś na wschodzie. Polski basen odznacza się wyraźnymi różnicami w depozycji ewaporatów cyklu PZ1 (Peryt, 2010), jak i sedymentacji górnej części cechsztynu (poczynając od górnej części cyklu PZ3 – Wagner, 1994) w porównaniu z basenem niemieckim.

Literatura:

- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J., 1998 – Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce, 1:2 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DOORNENBAL J.C., STEVENSON A.G., (red.), 2010 – Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications b.v., Houten.
- MCCANN T. (red.), 2008 – The Geology of Central Europe. The Geological Society of London, London.
- PERYT T.M., 2010 – Ewaporaty cechsztynu PZ1-PZ3 bloku Gorzowa. *Prz. Geol.*, **58**, 8: 689–694.
- PERYT T.M., SKOWROŃSKI L., 2021 – The stratigraphy of Zechstein strata in the East European Craton of Poland: an overview. *Geol. Quart.*, **65**, 4: 48
- PERYT T.M., WAGNER R., 1998 – Zechstein evaporite deposition in the Central European Basin: cycles and stratigraphic sequences. *Journ. Seism. Expl.*, **7**: 201–218.
- PERYT T.M., KASPRZYK A., ANTONOWICZ L., 1996 – Upper Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian) in Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **44**: 121–130.
- PERYT T.M., DURAKIEWICZ T., KOTARBA M.J., OSZCZEPALSKI S., PERYT D., 2012 – Carbon isotope stratigraphy of the basal Zechstein (Lopingian) strata in Northern Poland. *Geol. Quart.*, **56**, 2: 285–298.
- PHARAOH T.C., DUSAR M., GELUK M.C., KOCKEL F., KRAWCZYK C.M., KRZYWIEC P., SCHECK-WENDEROTH M., THYBO H., VEJBAK O.V., van WEES J.D., 2010 – Tectonic evolution. *W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area* (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 25–57. EAGE Publications b.v., Houten.
- RICHTER-BERNBURG G., 1955 – Über saline Sedimentation. *Z. Dt. Geol. Ges.*, **105**: 593–645.
- TABELA STRATYGRAFICZNA POLSKI, 2008 – Polska pozakarpacka (red. R. Wagner). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WAGNER R., 1994 – Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **146**: 1–71.
- WAGNER R., PERYT T.M., 1997 – Possibility of sequence stratigraphic subdivision of the Zechstein in the Polish Basin. *Geol. Quart.*, **41**, 4: 457–474.
- van WEES J.-D., STEPHENSON R.A., ZIEGLER P.A., BAYER U., MCCANN T., DADLEZ R., GAUPP R., NARKIEWICZ M., BITZER F., SCHECK M., 2000 – On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe. *Mar. Petrol. Geol.*, **17**: 43–59.

BASENY MEZO-KENOZOICZNE POZAKARPACKIE

Do tej grupy należą dwie duże jednostki Niżu Polskiego dominujące w mezo-kenozoicznej pokrywie osadowej Polski: basen mezozoiczny (fig. 7) i paleogeńsko-neogeński (fig. 8). Rozwój tego ostatniego był poprzedzony przełomowym zdarzeniem tektonicznym – inwersją strukturalną w późnej kredzie i wczesnym paleogenie. Procesy inwersji, związane z naciskami przenoszonymi od orogenu alpejskiego,

doprowadziły do regionalnego wypiętrzenia i erozji niemal całego obszaru Polski, włącznie z niewielkimi depocentrami na południowym zachodzie kraju – kredowymi basenami sudeckimi i basenem opolskim (fig. 7). Oba duże baseny niżowe miały skomplikowaną wielofazową historię rozwoju, w zmiennych uwarunkowaniach tektonicznych, eustatycznych i paleogeograficznych.

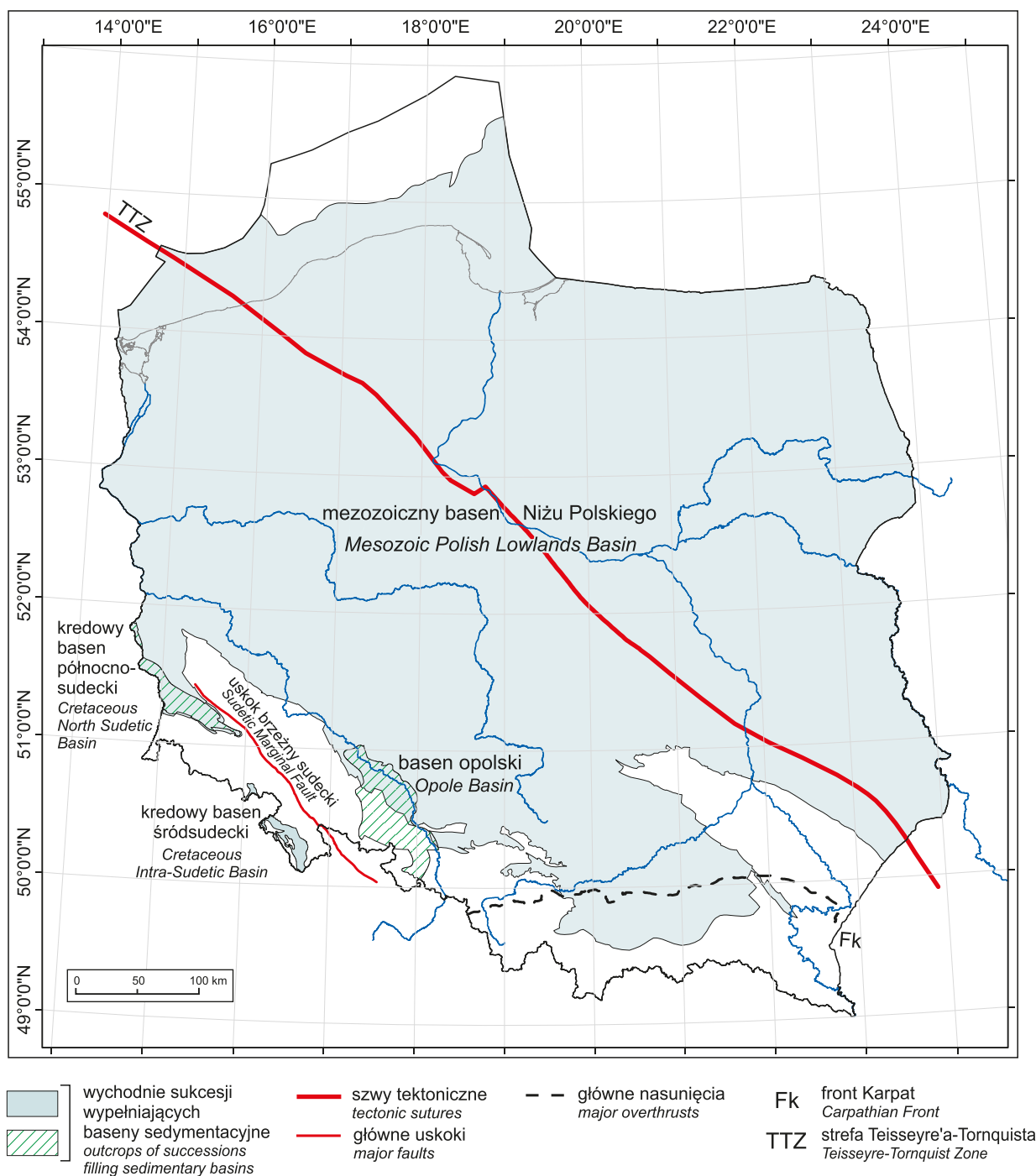


Fig. 7. Baseny mezozoiczne pozakarpackie

Extra-Carpathian Mesozoic basins

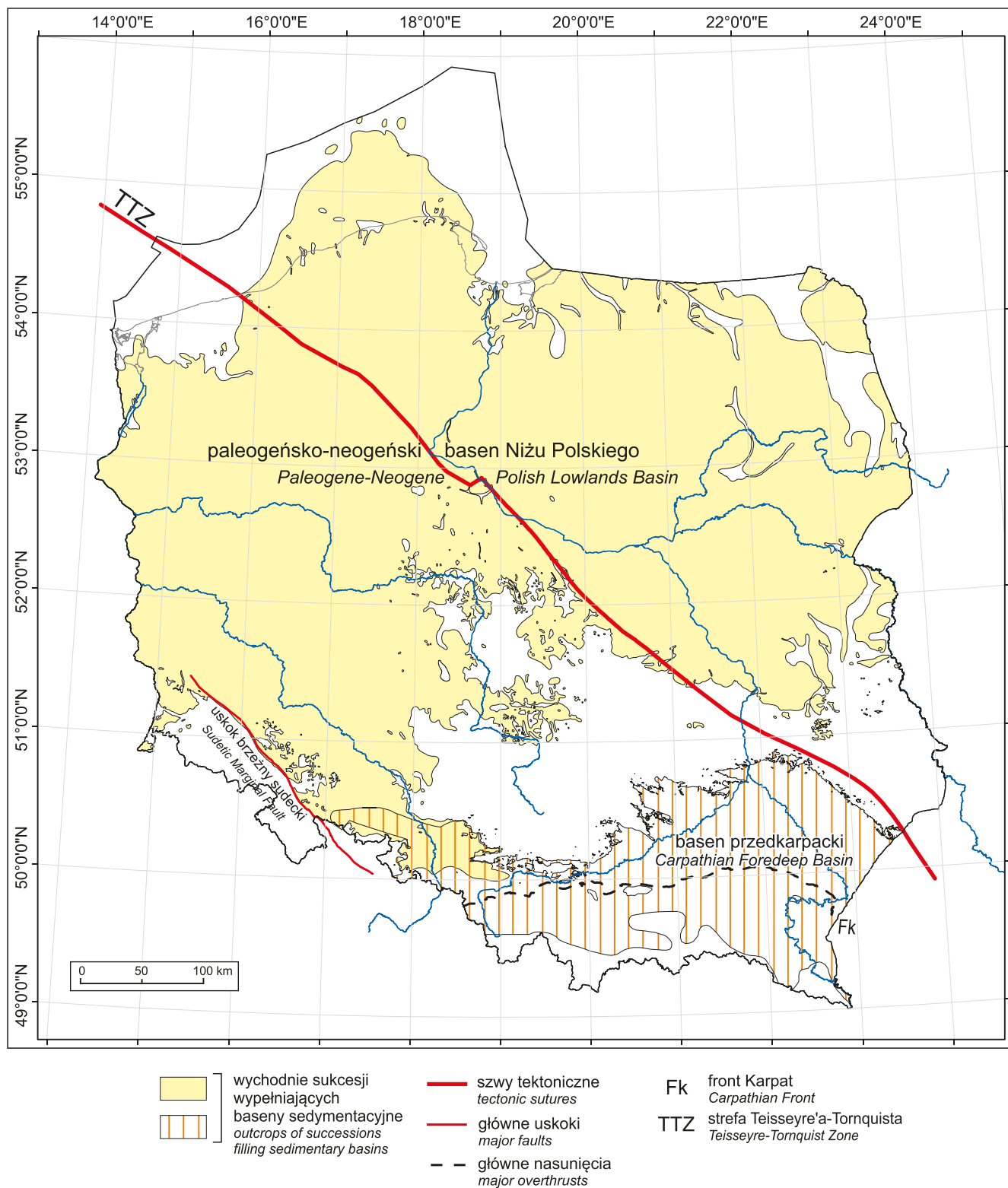


Fig. 8. Basen paleogeńsko-neogeński Nizy Polskiego i basen przedkarpacki (por. też fig. 9)
 Paleogene-Neogene Basin of the Polish Lowlands and Carpathian Foredeep Basin (see also Fig. 9)

Mezozoiczny basen Nizżu Polskiego



Plan strukturalny:
podkenozoiczny.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
wczesny trias–wczesny paleocen (dan).

Powierzchnia wychodni: 284 761 km².

Zasięg regionalny. Granice basenu (fig. 7) wyznaczono w większości na podstawie zasięgu podkenozoicznych wychodni mezozoiku (Dadlez i in., 2000). Wschodnia granica pokrywa się z granicą państwa, natomiast granicę północną wyznacza częściowo (w sektorze zachodnim) granica polskiej strefy ekonomicznej na Bałtyku i granica państwa, a częściowo – granica podkenozoicznych wychodni paleozoiku basenu bałtyckiego. W niniejszym opracowaniu za granicę południową uznaje się erozyjny zasięg podkenozoicznych wychodni mezozoiku w rejonie Gór Świętokrzyskich i ich przedłużenia ku SE, oraz w regionie górnośląskim i dolnośląskim, natomiast w regionie opolskim – zasięg podkredowych wychodni triasu (por. basen opolski). W części południowo-wschodniej osady basenu przedłużają się pod osadami neogeńskimi basenu przedkarpackiego (również w podłożu Karpat), a ich zasięg umownie odpowiada zasięgowi rozpoznania mezozoiku pod Karpatami. W części południowo-zachodniej granica basenu Nizżu Polskiego z basenem północnosudeckim biegnie w przybliżeniu wzdłuż uskoku brzeżnego sudeckiego i jego przedłużenia na północny zachód, ku granicy państwa.

Wypełnienie osadowe. Wypełnienie basenu (Lamarche, Scheck-Wenderoth, 2005) było zdeterminowane przez eustatyczne zmiany poziomu morza, tempo subsydemencji tektonicznej, warunki klimatyczne oraz ilość i rodzaj materiału dostarczanego z otaczających lądów. Te parametry znacznie zmieniały się w historii basenu. Wyróżnia się trzy główne etapy nasilonej akumulacji osadów: we wczesnym triasie (główny etap subsydemencji zapoczątkowany w późnym permie), późnej jurze i starszej późnej kredzie (Dadlez i in., 1998). Okresy największej ekspansji basenu przypadły na anizyk, toars⁴, wczesny oksford i turon–kampan. Główne depocentrum znajdowało się w bruzdzie śródpolskiej, położonej wzdłuż strefy TTZ i ogólnie na południowy zachód od niej. Miąższość mezozoiku osiąga łącznie ok. 6 km w środkowym, kujawskim segmencie bruzdy, malejąc na północny zachód (segment pomorski) i na południowy wschód (segment świętokrzyski). Poza strefą bruzdy, miąższości sukcesji mezozoicznej ulegają kilkakrotnej redukcji, pojawiają

się liczne powierzchnie nieciągłości i luki stratygraficzne, a także powierzchnie niezgodności związane z trzema fazami tzw. tektoniki kimeryjskiej: na granicy karniku i noryku, w bajosie i w beriasie. Pozycja bruzdy ostatecznie ustabilizowała się we wczesnej jurze, ale podlegała ona migracji w czasie (Dadlez, 1989). We wczesnym i późnym triasie, w warunkach klimatu suchego i gorącego, miała miejsce sedymentacja osadów pstrych i ewaporatów (Gajewska, 1988; Szyperko-Teller, Moryc, 1988). Ewaporaty pojawiły się później jeszcze na przełomie jury i kredy (Dembowska, 1973). Sedymentacja węglanowa, związana ze swobodną komunikacją z basenami Tetydy na południu, dominowała w środkowym triasie, w keloweju i późnej jurze oraz w późnej kredzie (Dembowska, 1973; Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988). Przez większą część triasu, we wczesnej i środkowej jurze, oraz wczesnej kredzie przeważała terygeniczna sedymentacja klastyczna (Marek, Pajchłowa, 1997). Począwszy od późnego triasu, sedymentacja była okresowo zaburzana przez lokalny wzrost antyklin solnych i tworzenie się synsedymencyjnych rowów tektonicznych. Etap rozwoju basenu mezozoicznego ostatecznie zakończył się sedymentacją w szczątkowym zbiorniku danu (wczesny paleocen), który przetrwał jako postinwersyjny, reliktowy basen rozciągający się na północny wschód od wału śródpolskiego wypiętrzonego w osi dawnej bruzdy śródpolskiej (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988).

Geneza basenu. Mezozoiczny basen Nizżu Polskiego ma charakter poligenetyczny, a usytuowanie jego depocentrum, bruzdy śródpolskiej, było związane z głębokimi założeniami skorupowymi – granicą platformy wschodnioeuropejskiej wzdłuż strefy TTZ (Dadlez i in., 1995; Stephenson i in., 2003; Dadlez, 2006). Rozwój basenu przebiegał w kilku etapach o różnych uwarunkowaniach regionalnych. Pierwszy etap – wczesnotriasowy – był kontynuacją fazy ekstensji zapoczątkowanej w późnym permie (por. centralny basen czerwonego spągowca górnego i polski basen cechsztyński). Kolejny etap wzmożonej subsydemencji tektonicznej i ekspansji basenu miał miejsce w oksfordzie–kimerydzie, a ostatni – w późnej kredzie, począwszy od cenomanu (Dadlez i in., 1995). Okresy ekspansji i subsydemencji były przedzielone okresami kurczenia się basenu. Schyłkowe fazy rozwoju wiązały się z inwersją tektoniczną bruzdy śródpolskiej w późnej kredzie (od późnego turonu) i we wczesnym paleogenie, prawdopodobnie wskutek naprężeń kompresyjnych przenoszonych od aktywnego obrzeża Eurazji w trakcie jej kolizji z Afryką (Leszczyński, Dadlez, 1999; Krzywiac, 2000; Stephenson i in., 2003; Resak i in., 2008). Na te procesy tektoniczne nałożyło się znaczne eustatyczne obniżenie poziomu morza pod koniec kredy.

⁴Por. Narkiewicz, 2021 – Dodatek C w: Geologiczna historia Polski: 271. Wyd. 2. Wydaw. UW, Warszawa.

Uwagi. Basen stanowi wschodnią część epikontynentalnego systemu basenów środkowoeuropejskich. Od północy ograniczała go tarcza skandynawska, od wschodu antykliza białoruska i tarcza ukraińska, a od południowego zachodu – wyniesiony masyw czeski. Od południowego wschodu istniało połączenie z obszarem Tetydy, obecnie ukryte pod nasunięciem karpackim. Transgresje morskie rozwijały się na ogół od zachodu i południa, tj. od głównej części systemu basenów środkowoeuropejskich i od obszaru Tetydy. Rozwój basenu w znacznej mierze był determinowany przez tektonikę solną – sukcesywny rozwój struktur solnych zapoczątkowany w triasie. W dalszej ewolucji basenu był on szczególnie intensywny w bruzdzie śródpolskiej i zaznaczył się w hetangu–synemurze, późnym toarsie–wczesnym aalenie, późnym bajosie–wczesnym batonie, młodszym późnym batonie–późnym keloweju, beriasie, wczesnym walanżynie i wreszcie w koniak–mastrychcie, kiedy to doszło do diapiryzacji wielu struktur solnych (Marek, 1997). Towarzyszył mu rozwój wąskich synsedymentacyjnych rowów tektonicznych w strefach uskoków, których pierwsze założenia rejestruje się w późnym karniku (Dadlez, 1989; Marek, 1997). Należy podkreślić, że obecny zasięg basenu jest (pomijając granice państwa i wyłącznej strefy ekonomicznej na Bałtyku) uwarunkowany przez procesy erozji po wczesnym paleocenie. W szczególności dotyczy to obszaru Gór Świętokrzyskich i ich południowo-wschodniego przedłużenia, który uległ inwersji i związanej z nią erozji w obrębie wału śródpolskiego (Kutek, Głazek, 1972). Możliwy jest podział na odrębne baseny związane z kolejnymi etapami rozwoju: basen triasowy (z maksimum ekspansji w anizyku), basen retycko-wczesnojurański (maksimum w toarsie), basen środkowo-późnojurański (maksimum we wczesnym oksfordzie), basen kredowy (maksimum w turonie–kampanie).

Literatura:

- DADLEZ R., 1989 – Epikontynentalne baseny permu i mezozoiku w Polsce. *Kwart. Geol.*, **33**, 2: 175–198.
- DADLEZ R., 2006 – The Polish Basin – relationship between the crystalline, consolidated and sedimentary crust. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 43–58.
- DADLEZ R., MAREK S., 1997 – Rozwój basenów permu i mezozoiku. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Inst. Geol.*, **153**: 403–409.
- DADLEZ R., NARKIEWICZ M., STEPHENSON R.A., VISSER M.T., van WEES J.-D., 1995 – Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. *Tectonophysics*, **252**: 179–195.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J., (red.), 1998 – Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J., (red.), 2000 – Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku. Państw. Inst. Geol., Warszawa
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K., MORYC W., 1988 – Rozwój basenu sedymentacyjnego i paleotektonika jury środkowej na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 117–136
- DEMBOWSKA J., 1973 – Portland na Niżu Polskim. *Pr. Inst. Geol.*, **70**.
- GAJEWSKA I., 1988 – Paleomiąższość i litofacje wapienia muszlowego i kajpru dolnego oraz paleotektonika triasu środkowego na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 73–82.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., KRASSOWSKA A., 1988 – Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy górnej w Polsce. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 177–198.
- KRZYWIEC P., 2000 – O mechanizmach inwersji bruzdy środkowo-polskiej – wyniki interpretacji danych sejsmicznych. *Biul. Inst. Geol.*, **393**: 135–166.
- KUTEK J., GŁAZEK J., 1972 – The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. *Acta Geol. Pol.*, **22**, 4: 603–653.
- LAMARCHE J., SCHECK-WENDEROTH M., 2005 – 3D structural model of the Polish Basin. *Tectonophysics*, **397**: 73–91.
- LESZCZYŃSKI K., DADLEZ R., 1999 – Subsycjencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych – dyskusja. *Prz. Geol.*, **47**, 7: 625–628.
- MAREK S., 1997 – Ogólne wnioski o ewolucji tektonicznej. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Inst. Geol.*, **153**: 414–415.
- MAREK S., PAJCHŁOWA M., (red.), 1997 – Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **153**.
- RESAK M., NARKIEWICZ M., LITTKKE R., 2008 – New basin modelling results from the Polish part of the Central European Basin system: implications for the Late Cretaceous–Early Paleogene structural inversion. *Int. J. Earth Sc.*, **97**: 955–972.
- STEPHENSON R.A., NARKIEWICZ M., DADLEZ R., van WEES J.-D., ANDRIESSEN P., 2003 – Tectonic subsidence modelling of the Polish Basin in the light of new data on crustal structure and magnitude of inversion. *Sediment. Geol.*, **156**: 59–79.
- SZYPERKO-TELLER A., MORYC W., 1988 – Rozwój basenu sedymentacyjnego pstręgo piaskowca na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 53–72.

Basen opolski



Plan strukturalny:
podkenozoiczny.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
późna kreda (cenoman–koniak).

Powierzchnia wychodni: 3517 km².

Zasięg regionalny. Zasięg utworów basenu wyznaczają podkenozoiczne wychodnie kredy w regionie opolskim (Dadlez i in., 2000) ograniczone od zachodu, południa i południowego wschodu wychodniami paleozoiku Sudetów Wschodnich, a od północy i północnego wschodu podkenozoicznymi wychodniami triasowymi monokliny przedsudeckiej (fig. 7).

Wypełnienie osadowe. Basen jest wypełniony osadami depelowanymi w jednym ciągłym cyklu sedymentacyjnym (formacje gosławicka i prószkowska). Osady kredowe leżą w części południowej niezgodnie na sfałdowanym paleozoiku strefy śląsko-morawskiej Sudetów Wschodnich (por. baseny eksternidów waryscyjskich) oraz na triasie (mezozoiczny basen Niżu Polskiego), a w części północnej także na permie (wschodni basen przedsudecki). Cenomańskie transgresywne piaskowce glaukonitowe przechodzą w turonie w wapień i margle, a w najwyższej części (koniak) w margle ilaste i iły margliste (Alexandrowicz, Radwan, 1973; Walaszczyk, 1992). Materiał klastyczny do basenu był dostarczany z pobliskich wysp sudeckich (Walaszczyk, 1992; Kędziński, Uchman, 2018). Powierzchnia stropowa jest erozyjna na całym obszarze występowania, a powyżej występują utwory miocenu i czwartorzędu. Miąższości kredy dochodzą do ok. 300 m w centralnej części basenu, a większość przypada na górny koniak.

Geneza basenu. Depresja powstała w wyniku lokalnej subsydencji obszaru pomiędzy masywem czeskim a regionem śląsko-krakowskim, na którą nałożyła się eustatyczna transgresja późnokredowa, zapoczątkowana w albie środkowym. Istnienie osobnego depocentrum z maksimum subsydencji jest interpretowane w rejonie Opola (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988). Depresja synklinalna nie jest ograniczona wyraźnymi uskokami, a jej uwarunkowania tektoniczne pozostają niewyjaśnione. Przyczyną zakończenia sedymentacji w basenie opolskim było znaczne względne obniżenie poziomu morza w połączeniu z regionalnym wypiętrzeniem tektonicznym pod koniec kredy.

Uwagi. Pod względem paleogeograficznym kredowy basen opolski, rozwijający się w tzw. obniżeniu opolskim, był ograniczony od zachodu przez łąd wschodniosudecki, od północnego zachodu przez tzw. garb Zielonej Góry (i jego przedłużenie ku południowemu wschodowi), a od północnego wschodu i wschodu przez wyniesienie Ostrzeszów–Częstochowa i łąd górnośląski (Dadlez i in., 1998). Izolowany charakter wychodni kredowych, znacznie oddalonych od najbliższych wystąpień kredy górnej basenu Niżu Polskiego, wiąże się z posedymentacyjną erozją towarzyszącą zjawiskom inwersji tektonicznej w późnej kredzie i wczesnym paleocenie (por. mezozoiczny basen Niżu Polskiego). Aczkolwiek obszar późnokredowej sedymentacji morskiej prawdopodobnie łączył się pierwotnie z główną częścią basenu niżowego, istnieją mocne przesłanki do jego wyróżniania jako osobnego basenu. Należą do nich: wyraźna niezgodność w spągu sukcesji górnokredowej, opóźniona transgresja cenomańska, specyficzny charakter sedymentacji, w tym znaczny udział materiału terygenicznego, a także krótsza niż w głównym basenie mezozoicznym historia rozwoju (Narkiewicz, 2021).

Literatura:

- ALEXANDROWICZ S.W., RADWAN D., 1973 – Kreda opolska – problematyka stratygraficzna i złożowa. *Prz. Geol.*, **20**, 4: 183–188.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J., (red.), 1998 – Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J., (red.), 2000 – Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOWA M., KRASSOWSKA A., 1988 – Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy górnej w Polsce. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 177–198.
- KĘDZIERSKI M., UCHMAN A., 2018 – Epikratoniczne osady kredy opolskiej – przykład basenu sedymentacyjnego w warunkach klimatu supercieplarnianego. *W: Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 7. Góra Św. Anny, 4–7.06.2018 r.*: 51–59. Pol. Tow. Geol., Kraków.
- NARKIEWICZ M., 2021 – Geologiczna historia Polski. Wyd. 2. Wydaw. UW, Warszawa.
- WALASZCZYK I., 1992 – Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. *Acta. Geol. Pol.*, **42**, 1/2: 1–122.

Kredowy basen śródsudecki



Plan strukturalny:
podkenozoiczny.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
późna kreda (cenoman środkowy–santon).

Powierzchnia wychodni: 564 km².

Zasięg regionalny. W obrębie terytorium Polski obecny zasięg utworów basenu (fig. 7) został wyznaczony na podstawie rozprzestrzenienia dzisiejszych wychodni kredy górnej, kontynuujących się na terenie Czech ku południowemu wschodowi jako rów kralicki i ku północnemu zachodowi jako basen Polic. Granice wychodni ogólnie pokrywają się z głębokimi uskokami i strefami uskokowymi. Na potrzeby tego opisu przyjęto zgeneralizowane granice wyznaczone na podstawie mapy Cymermana (2010).

Wypełnienie osadowe. Osady kredowe leżą niezgodnie na zmetamorfizowanych skałach paleozoicznych orogenu sudeckiego oraz na osadach i wulkanitach górnego paleozoiku basenu śródsudeckiego. W segmencie północno-zachodnim (niecka Krzeszowa) i centralnym (Góry Stołowe) występuje od 350 do 500 m klastyków płytkomorskich. Na transgresywnych piaskowcach glaukonitowych cenomanu rozwinęły się dwa cykle transgresywno-regresywne turonu i koniakku złożone z ilowców i mułowców przechodzących ku górze w masywne piaskowce (ciosowe) (Radwański, 1975; Wojewoda, 1997). W segmencie południowo-wschodnim, określanym jako rów górnej Nysy Kłodzkiej, utworzył się od cenomanu środkowego do santonu kompleks klastyków o miąższości ok. 1200 m. Składają się nań gruboziarniste stożki deltowe wzdłuż uskokowych brzegów basenu, przechodzące w turbidyty w bardziej głębokomorskiej części osiowej (Jerzykiewicz, 1971; Don, Gotowała, 2008; Badura, Rauch, 2014; Chrząstek, 2020; Chrząstek, Nowicka, 2021).

Geneza basenu. Ograniczony uskokami kredowy basen śródsudecki ma charakter zapadliska powstałego w cenomanie wskutek synorogenicznej subsydencji w warunkach ekstensji podłoża, uskokowania i wyniesienia rejonu Masywu Śnieżnika na wschodzie, pasma Krowiarek na północy oraz Gór Orlickich, Gór Bystrzyckich i, dalej ku zachodowi, masywu Karkonoszy. Istnieje kilka poglądów na temat tektonicznej ewolucji basenu, zakładających synorogeniczną subsydencję, a następnie fazę kompresyjną i inwersję rowu, albo wielofazową ewolucję z rozwojem uskoków listrycznych (Don B., Don J., 1960; Don J., 1996; Wojewoda, 1997; Don J., Wojewoda, 2005; Don J., Gotowała, 2008). Rozwój basenu zakończyły ruchy wypiętrzające, związane z fazą

kompresji północnego przedpola orogenu alpejskiego na przełomie kredy i paleogenu (por. Badura, Rauch, 2014 i literatura tamże).

Uwagi. W planie paleogeograficznym omawiany basen był ograniczony od zachodu przez łąd zachodniosudecki, a od wschodu i północnego wschodu przez łąd wschodniosudecki (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988). Basen jest zaliczany do północnej części dużego obszaru sedymentacji, określanego jako czeski basen kredowy, którego genezę wiąże się z aktywnością (w warunkach transtensji) systemu uskoków Łaby i równoległego do nich uskoku śródsudeckiego.

Literatura:

- BADURA J., RAUCH M., 2014 – Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben, the Sudetes. *Geol. Sudet.*, **42**: 137–148.
- CHRZĄSTEK A., 2020 – Palaeoenvironmental interpretation of the late Cretaceous Idzików Conglomerate Member (SW Poland, Sudetes, Idzików Quarry) based on analysis of trace fossils. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **90**: 149–194.
- CHRZĄSTEK A., NOWICKA N., 2021 – Trace fossils and depositional environments of the middle Turonian sandstones in the Upper Nysa Kłodzka Graben (Sudetes, Poland) revisited. *Geol. Quart.*, **65**, 1: 65–10.
- CYMERMAN Z., 2010 – Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000, 2nd edition, modified. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DON J., 1996 – The Late Cretaceous Nysa Graben: implications for Mesozoic–Cenozoic fault-block tectonics of the Sudetes. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, **24**: 317–324.
- DON B., DON J., 1960 – Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicach Idzikowa. *Acta Geol. Pol.*, **10**, 1: 71–106.
- DON J., GOTOWAŁA R., 2008 – Tectonic evolution of the late Cretaceous Nysa Kłodzka Graben, Sudetes, SW Poland. *Geol. Sudet.*, **40**: 51–63.
- DON J., WOJEWODA J., 2005 – Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej – sporne problemy – dyskusja. *Prz. Geol.*, **53**, 3: 212–221.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOWA M., KRASSOWSKA A., 1988 – Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy górnej w Polsce. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 177–198.
- JERZYKIEWICZ J., 1971 – A flysh/littoral succession in the Sudetic Upper Cretaceous. *Acta Geol. Pol.*, **21**, 2: 165–199.
- RADWAŃSKI S., 1973 – Sudety. Niecka śródsudecka i rów górnej Nysy Kłodzkiej. *W: Budowa geologiczna Polski. Stratygrafia. T. I, cz. 2. Mezozoik: 628–640.* Wydaw. Geol., Warszawa.

RADWAŃSKI S., 1975 – Kreda Sudetów Środkowych w świetle wyników nowych otworów wiertniczych. *Biul. Inst. Geol.*, **287**: 5–59.

WOJEWODA J., 1997 – Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasudetic Basin and Nysa Trough, Sudety Mts. *W: Obszary źródłowe* (red. J. Wojewoda). Zapis w osadach. T. I: 81–96. WIND, Wrocław.

Kredowy basen północnosudecki



Plan strukturalny:
podkenozoiczny.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
późna kreda (cenoman–
późny santon).

Powierzchnia wychodni: 1238 km².

Zasięg regionalny. Obecny zasięg wydłużonego w kierunku NW–SE basenu wyznaczają na obszarze Polski wychodnie kredy górnej, a od zachodu – granica państwa (fig. 7). Od mezozoicznego basenu Niżu Polskiego oddzielony jest tzw. garbem Zielonej Góry (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krasowska, 1988), a granica biegnie w przybliżeniu wzdłuż uskoku brzeżnego sudeckiego i jego przedłużenia ku NW.

Wypełnienie osadowe. Osady basenowe, deponowane w jednym ciągłym cyklu sedimentacyjnym, leżą niezgodnie na podłożu górnopaleozoicznym i triasowym (Milewicz, 1979). Kredę górną (formacje: z Rakowic Wielkich, z Węglińca i z Czernej – Milewicz, 1997) reprezentuje sukcesja morskich utworów piaszczystych, marglistych i wapiennych o miąższości sięgającej 1400 m w osi depocentrum. W cenomanie występują transgresywne osady piasków i zlepieńców przykryte płytkomorskimi utworami wapienno-ilastymi, przechodzącymi do koniak. Wyższa część koniak, zwłaszcza w południowo-wschodnim zakończeniu basenu, jest wykształcona w facjach terygeniczych/paralicznych (przybrzeżne, jeziorne, bagienne i lagunowe – Leszczyński, 2010, 2018). W santonie stwierdzono brakiczne/paraliczne/deltowe utwory iłowcowo-mułowcowo-piaszczyste z warstwami węgla brunatnego (Milewicz, 2006).

Geneza basenu. Kredowy basen północnosudecki, o charakterze zapadliska tektonicznego, został uformowany w cenomanie w wyniku ekstensyjnej tektoniki młodopalpejskiej (Chrzastek, Wojewoda, 2011). Ograniczony jest uskokami o kierunku NW–SE; występują też liczne podrzędne uskoki w jego obrębie. W głębszym podłożu występują skały metamorfiku kaczawskiego, przykryte karbońsko-dolnopermską serią osadową paleozoicznego basenu północnosudeckiego. Górna granica osadów i ich zasięg regionalny są erozyjne. Koniec sedimentacji późnokredowej wiązał się z kompresją przenoszoną od orogenu alpejskiego ku północnemu wscho-

dowi. Doprowadziło to do skrócenia tektonicznego, reaktywacji uskoków mezozoicznych, powstania nowych uskoków odwróconych i inwersji basenu, na co nałożyło się znaczne względne obniżenie poziomu morza pod koniec kredy.

Uwagi. W ujęciu paleogeograficznym basen ten, będący północno-zachodnią częścią tzw. obniżenia bolesławiecko-kłodzkiego, ograniczony był od południa przez łąd zachodniosudecki, od wschodu – przez łąd wschodniosudecki, a od północy – przez garb Zielonej Góry. Basen północnosudecki łączył się w kredzie z basenem Niżu Polskiego (por. mezozoiczny basen Niżu Polskiego) i mógłby ewentualnie być traktowany jako podrzędna jednostka (subbasen) w obrębie tego ostatniego. Wyodrębnienie opisywanego basenu jako osobnej jednostki wynika z jego zindywidualizowanej geometrii – wyraźnego wydłużonego depocentrum uwarunkowanego tektonicznie. Specyfika sedimentacji polega na występowaniu brakicznych/paralicznych osadów klastycznych z pokładami węgla.

Literatura:

CHRZĄSTEK A., WOJEWODA J., 2011 – Mezozoik południowo-zachodniej Polski (synklinorium północnosudeckie). *W: Mezozoik i kenozoik Dolnego Śląska* (red. A. Żelaźniewicz i in.): 1–10. WIND, Wrocław.

JASKOWIAK-SCHOENEICHOWA M., KRASSOWSKA A., 1988 – Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy górnej w Polsce. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 177–198.

LESZCZYŃSKI S., 2010 – Coniacian–?Santonian paralic sedimentation in the Rakowice Małe area of the North Sudetic Basin, SW Poland: sedimentary facies, ichnological record and palaeogeographical reconstruction of an evolving marine embayment. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **80**: 1–24.

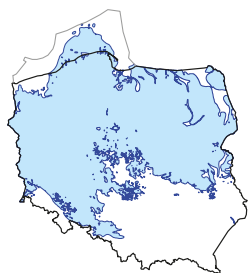
LESZCZYŃSKI S., 2018 – Integrated sedimentological and ichnological study of the Coniacian sedimentation in North Sudetic Basin, SW Poland. *Geol. Quart.*, **62**, 4: 767–816.

MILEWICZ J., 1979 – Rozmieszczenie osadów kredowych w basenie północnosudeckim. *Kwart. Geol.*, **23**, 4: 819–826.

MILEWICZ J., 1997 – Górna kreda depresji północnosudeckiej (lito- i biostratygrafia), paleogeografia, tektonika oraz uwagi o surowcach. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, **61**: 5–58.

MILEWICZ J., 2006 – O osadach santonkich na obszarze basenu północnosudeckiego. *Prz. Geol.*, **54**, 8: 693–694.

Paleogeńsko-neogeński basen Nizżu Polskiego



Plan strukturalny:
podzwartorzędowy.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
paleogen–neogen.

Powierzchnia wychodni: 212 438 km².

Zasięg regionalny. Granica północna przebiega kilkadziesiąt kilometrów na południe od granicy polskiej strefy ekonomicznej na Bałtyku, granica wschodnia – wzdłuż granicy państwa, granica południowa – wzdłuż uskoku brzeżnego sudeckiego, brzegu elewacji małopolskiej, obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i północnego przedpola Rostocza, a granica zachodnia – wzdłuż granicy państwa (fig. 8) (Peryt, Piwocki, 2004; Knox i in., 2010).

Wypełnienie osadowe. Wypełnienie basenu stanowią głównie morskie osady paleogenu i lądowe osady neogenu, reprezentujące przedział stratygraficzny od zelandu do dolnego pliocenu (Ciuk, 1974; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997). W paleogenie występują dwie serie osadów brackiczo-morskich: paleoceńska i eoceńsko-oligocieńska, lokalnie na Pomorzu rozdzielone serią osadów lądowych z węglem brunatnym. Seria dolna, występująca jedynie w północno-wschodniej części basenu, wykształcona w postaci piasków glaukonitowych i gez piaszczystych z wkładkami wapienia, osiąga średnio miąższość 35 m (maks. 75 m). Serię górną budują morskie piaski glaukonitowe i mułki piaszczyste eocenu z okruskami bursztynu oraz ilasto-piaszczyste utwory oligocenu. W oligocenie występuje pakiet osadów brackicznych, wśród których rozwinął się V. czempiński pokład węgla brunatnego, który w sprzyjających warunkach (np. w nadkładzie wysadów solnych) osiąga znaczne miąższości (do 40 m), pozwalające przypisać mu istotne znaczenie ekonomiczne (Kasiński, Saternus, 2010). Średnia miąższość osadów serii górnej wynosi 65 m, a maksymalna sięga 180 m. Osady miocenne składają się z pięciu cyklotemów, zbudowanych z drobnoklastycznych i ilastych osadów lądowych z pokładami węgla brunatnego w stropie; cztery z tych pokładów mają znaczenie ekonomiczne, a trzy spośród nich stanowią przedmiot eksploatacji. Miąższość węgla sięga kilkunastu metrów, ale znacząco rośnie w obrębie sieci rowów tektonicznych (np. rów Kleszczowa ze złożem Bełchatów). Wzdłuż zachodniej granicy państwa na odcinku między Gubinem a Rothenburgiem w osadach zaznaczają się kilkakrotnie wpływy morskie związane z ewolucją Zatoki Brandenburskiej Morza Północnego (Kasiński, Słodkowska, 2017). Miąższość osadów miocennych wynosi średnio 160 m, ale w obrębie rowów tektonicznych sięga nawet 700 m. Osady najwyższego miocenu i pliocenu to ogólnie bezwęglowe osady aluwialne mułkowo-ilaste znane jako „iły

poznańskie”. Ich miąższość wynosi średnio 50 m, ale niekiedy przekracza 150 m.

Geneza basenu. Jest to basen epikratoniczny o niejasnej genezie, w pierwszej fazie (paleocen) związanej z naprężeniami kompresyjnymi (Mazur i in., 2005). W jego rozwoju dominującym zdarzeniem była późnokredowo-paleoceńska faza strukturalnej inwersji bruzdy śródpolskiej, po której nastąpiła faza druga, związana z wypiętrzeniem wału śródpolskiego w środkowym–późnym eocenie. Na przełomie eocenu i oligocenu (tzw. faza pirenejska) na znacznej części obszaru na południowy zachód od TTZ, w tym zwłaszcza na obszarze monokliny przedsudeckiej, powstał zespół wąskich rowów tektonicznych związanych z rozwojem europejskiego systemu ryftów kenozoicznych (ECRIS), a także naciskami od strony tworzącego się orogenu karpackiego (Jarosiński i in., 2009). W obrębie rowów miąższość osadów kenozoicznych znacznie wzrasta (nawet do ponad 800 m) i występują tam grube pokłady węgla brunatnego, co świadczy o synsedymenacyjnej aktywności tektonicznej. Równolegle, od eocenu po pliocen, rozwijał się na obszarze Sudetów i ich bezpośredniego przedpola silny wulkanizm maficzny. Górna granica osadów neogeńskich ma charakter erozyjny. Erozja zapoczątkowana we wczesnym plejstocenie była związana z transgresją lądolodu skandynawskiego.

Uwagi. Kenozoiczny basen Nizżu Polskiego jest wschodnią odnogą basenu Morza Północnego, która ku wschodowi wkracza jeszcze na terytoria Rosji (obwód kaliningradzki), Białorusi i Ukrainy. W części polskiej obejmuje dwa piętra strukturalne (Piwocki, Kasiński, 2008): piętro osadów morskich paleogenu (osady od zelandu po dolny oligocen) i piętro osadów lądowych neogenu, tworzących się na rozległej równi zalewowej wschodniego obrzeżenia ustępującego basenu morskiego. Osady górnego piętra strukturalnego leżą niezgodnie na osadach piętra dolnego, a w ich spągu występuje często granica erozyjna. W południowo-zachodniej części basenu lądowe osady górnomiocenne leżą przekraczająco na morskich osadach miocenu basenu przedkarpackiego, co na tym obszarze powoduje trudności w wytyczeniu granicy między basenami.

Literatura:

- CIUK E., 1974 – Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biul. Inst. Geol.*, **281**: 7–48.
- JAROSIŃSKI M., POPRAWA P., ZIEGLER P.A., 2009 – Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. *Geol. Quart.*, **53**, 1: 3–26.
- KASIŃSKI J., SATERNUS A., 2010 – Oligocenne węgle brunatne w nadkładzie wysadów solnych na Nizżu Polskim. *W*: 33. Symp. „Geologia formacji węglonośnych Polski” (red. I. Lipiarski): 21–33. AGH, Kraków.
- KASIŃSKI J. SŁODKOWSKA B., 2017 – Węgiel brunatny w Łuku Mużakowa – warunki sedymentacji, pozycja stratygraficzna, znaczenie złożowe. *Górn. Odkryw.*, **58**, 3: 20–31.

KNOX R., BOSCH A., RASMUSSEN E.S., HEILMANN-CLAUSEN C., HISS M., DE LUGT I., KASIŃSKI J.R., KING C., KÖTHE A., SŁODKOWSKA B., STANDKE G., VANDERBERGHE N., 2010 – Cenozoic. *W*: Petroleum geological atlas of the Southern Permian Basin area (red. H. Doornenbal, A. Stevenson): 212–223. EAGE Publications b.v., Houten.

MAZUR S., SCHECK-WENDEROTH M., KRZYWIEC P., 2005 – Different modes of the Late Cretaceous-Early Tertiary inversion in the North German and Polish basins. *Int. J. Earth Sci.*, **94**, 5/6: 782–798.

PERYT T.M., PIWOCKI M., (red.), 2004 – Budowa geologiczna Polski. T. 1. Stratygrafia, cz. 3a. Kenozoik, Paleogen i neogen: 19–202. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

PIWOCKI M., KASIŃSKI J.R., 2008 – Paleogene and Neogene: Polish Lowlands. *W*: The geology of Central Europe: Mesozoic and Cenozoic (red. T. McCann): 1042–1044. Geological Society, London.

PIWOCKI M., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1997 – Neogene of the Polish Lowlands – lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Kwart. Geol.*, **41**, 1: 21–40.

BASENY KARPACKIE

Należą tu preorogeniczne i częściowo synorogeniczne baseny: tatrzańskie, pienińskie i Karpat zewnętrznych (fig. 9), których skomplikowane deformacje utrudniają rekonstrukcję pierwotnej geometrii składowych zbiorników osadowych. Dotyczy to zwłaszcza basenów pienińskich, porównywalnych pod względem stopnia zawiłości tektonicznych z niektórymi basenami internidów sudeckich. Znacznie bardziej czytelna jest architektura depozycyjna i ramy tektoniczne przedłużowego paleogeńskiego basenu podhalańskiego. Do

najlepiej rozpoznanych basenów sedymentacyjnych w kraju należy basen przedkarpacki – obiekt intensywnych prac poszukiwawczych przemysłu naftowego, a wcześniej – siarkowego. Listę basenów karpackich uzupełniają baseny nowosądecki i orawsko-nowotarski, o charakterze zapadlisk śródgórskich. Basen orawsko-nowotarski, z jego aktywną tektoniką uskokową i sejsmicznością, można uznać za najmłodszy, rozwijający się do dziś basen sedymentacyjny w Polsce.

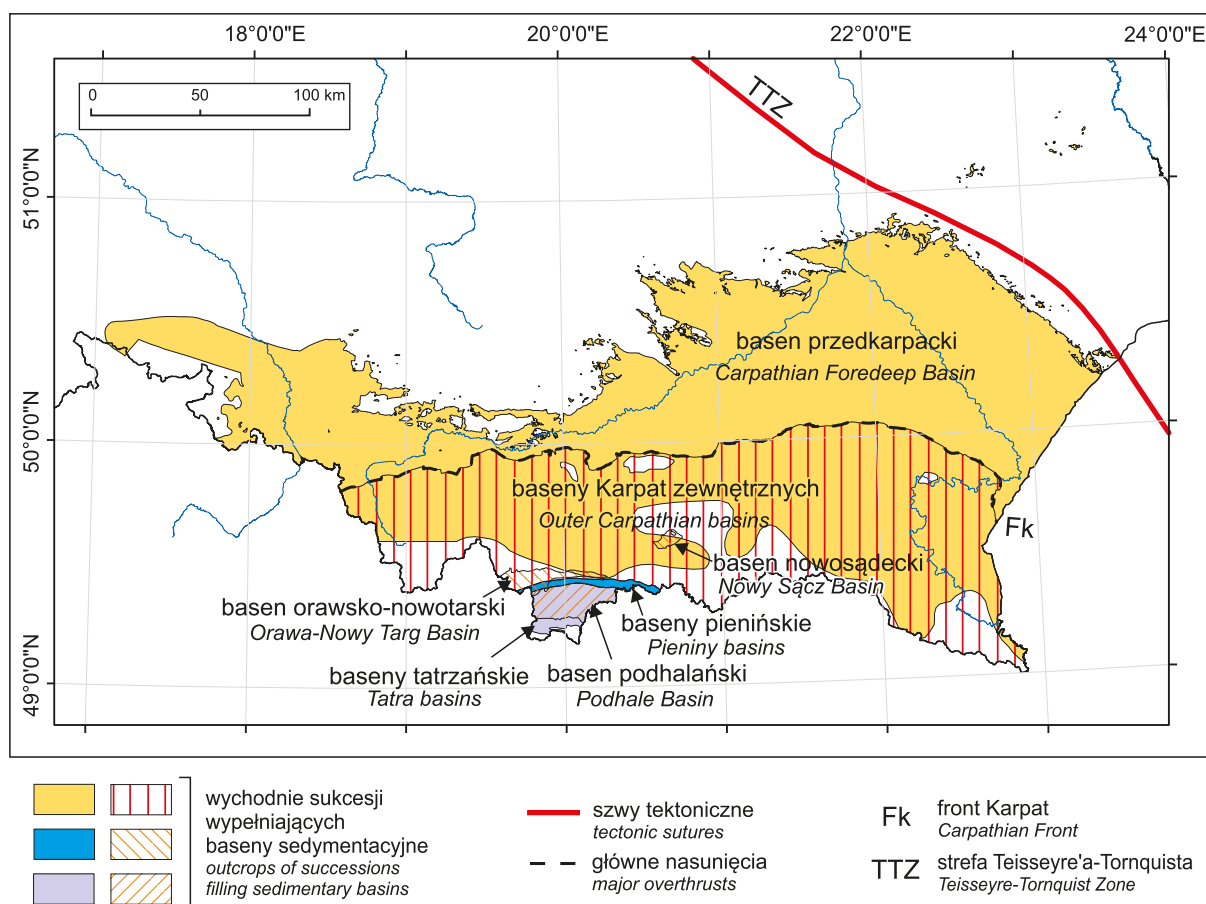


Fig. 9. Baseny karpackie
Carpathian basins

Baseny tatrzańskie



Plan strukturalny:
podkenozoiczny.

Ogólny charakter basenów:
włączone w górotwór.

Wiek:
wczesny trias–późna kreda.

Powierzchnia wychodni: 596 km².

Zasięg regionalny. Wychodnie powierzchniowe osadów basenów tatrzańskich kontaktują sedymentacyjnie od południa z krystalinikiem tatrzańskim, a od północy, również sedymentacyjnie, z przykrywającym je niezgodnie osadami paleogenu basenu podhalańskiego (fig. 9). Pozostałości basenów mezozoicznych, w formie płaszczowin i jednostek tektonicznych niższego rzędu, kontynuują się ku północy pod nakładem paleogenu podhalańskiego, aż do uskoku ograniczającego od południa pieniński pas skałkowy (por. baseny pienińskie). Granice zachodnia i wschodnia wychodni basenów tatrzańskich pokrywają się z odpowiednimi odcinkami granicy polsko-słowackiej w Tatrach (Lexa i in., 2000).

Wypełnienie osadowe. Baseny tatrzańskie obejmują kilka jednostek paleogeograficzno-facjalnych, których osady tworzą sukcesje należące do odrębnych jednostek płaszczowinowych, a reprezentujące łącznie przedział stratygraficzny od triasu dolnego do kredy górnej (Kotański, 1976; Lefeld i in., 1985; Jach i in., 2014). Skały osadowe deponowane pierwotnie w basenie sukcesji wierchowej spoczywają w pozycji autochtonicznej na trzonie krystalicznym lub zapewne uległy niewielkim przesunięciom (Kotański, 1961), chociaż brak jest nowszych prac określających skalę tych przemieszczeń. Skały osadowe sukcesji regłowej dolnej i górnej zostały odkłute od podłoża i nasunięte na sukcesje wierchowe z południa (Bac-Moszaszwili, 1998; Lefeld, 1999). Tektonika fałdowo-nasuwcza zaciera pierwotny plan sedymentacyjny, na który składają się, zgodnie z obecnymi poglądami (Jurewicz, 2005), trzy baseny o zróżnicowanym wieku i charakterze dominujących litofacji.

Basen sukcesji wierchowej (Tatrikum) obejmuje osady triasu dolnego do kredy górnej (turon) o miąższości dochodzącej do 2500 m. Przeważają płytkomorskie skały węglanowe tworzące szczególnie mięzsze kompleksy w triasie środkowym (ok. 800 m) oraz w jurze górnej i kredzie dolnej (do 200 m). Pozostałą część sukcesji stanowią różnorodne piaskowce (np. trias dolny, jura dolna), łupki (np. trias górny) oraz margle (np. kreda górna). Profile poszczególnych sukcesji wierchowej różnią się znacznie między sobą (Kotański, 1959, 1961), np. w nasuniętych jednostkach wierchowych Czerwonych Wierchów i Giewontu brak jest całego triasu górnego i jury dolnej. Trójdzielne wykształcenie triasu z przewagą osadów silikoklastycznych w triasie dolnym

i górnym (kajper karpacki) oraz niemal wyłącznie węglanowym triasem środkowym, nawiązuje do triasu basenu niemiecko-polskiego (por. mezozoiczny basen Niżu Polskiego).

Basen sukcesji regłowej dolnej (kriżniański lub Fatrikum) obejmuje osady triasu dolnego do wyższej kredy dolnej (apt) o miąższości do 2200 m. Również w tej sukcesji dominują skały węglanowe triasu środkowego (miąższość do 1000 m), a w triasie górnym występuje węglanowo-terygeniczna facja kajpru karpackiego. Sukcesja regłowa dolna charakteryzuje się niemal ciągłym profilem osadów, w odróżnieniu od sukcesji wierchowej, w jurze i kredzie są to utwory hemipelagiczne i pelagiczne, np. wapienie plamiste w jurze dolnej, radiolaryty w jurze środkowej i górnej, wapienie kalpionellidowe w najwyższej jurze i najniższej kredzie.

Basen sukcesji regłowej górnej (choczański lub Hronikum) obejmuje osady triasu środkowego (anizyk) do jury dolnej (toars) o łącznej miąższości prawdopodobnie ok. 1500 m. Trias środkowy i górny jest wykształcony niemal wyłącznie jako skały węglanowe, przede wszystkim dolomity (tzw. dolomit z Wetterstein w triasie środkowym i Hauptdolomit w triasie górnym). Podrzędnie w triasie środkowym występują wapienie i margle. Sumaryczna miąższość triasu jednostki choczańskiej jest trudna do oszacowania, najprawdopodobniej przekracza 1000 m (Kotański, 1976; Jach i in., 2014). Jura dolna, o miąższości 250–300 m, jest reprezentowana przez różnorodne wapienie ziarniste z wkładkami spikulitów (Uchman, 1997; Jach i in., 2014).

Geneza basenów. Geneza basenów tatrzańskich (lub szerzej basenów Centralnych Karpat Zachodnich) nie jest jednoznacznie określona. Mogły one powstać jako baseny załukowe, związane z subdukcją oceanu Paleotetydy w kierunku północnym, pod płytę eurazjatycką, w późnym paleozoiku/wczesnym mezozoiku (późny perm/trias, zob. Stampfli, 2000; Płaśienka, 2003). Na ten proces niewątpliwie nałożyły się zjawiska związane z otwieraniem środkowego Atlantyku w jurze i kredzie oraz propagacji ryftu, poprzez domeny oceaniczne: liguryjską, piemoncką oraz Wagu (Wieczorek 1989; Dumont i in., 1996; Płaśienka, 2018). Koniec rozwoju basenów wiązał się z zapoczątkowaniem ruchów płaszczowinowych w Tatrach – nasunięcia płaszczowiny choczańskiej na kriżniańską (rozpoczętego w albie) oraz obu płaszczowin kriżniańskiej i choczańskiej na podłożu wierchowe (późna kreda, przełom turonu i koniak) – zob. Jurewicz, 2005; Płaśienka, 2018).

Uwagi. Formalny podział litostratygraficzny jury i kredy tatrzańskich został przedstawiony przez Lefeld i in. (1985) i z niewielkimi zmianami pozostaje aktualny do dziś (Jach i in., 2014). Trias tatrzański, poza retykiem, do tej pory nie doczekał się sformalizowanych wydzieleni stratygraficznych (Szulczewski, 2010). Problematyka basenów Centralnych Karpat Zachodnich (w ujęciu geologów słowackich, zob.

Plašienka, 2018), w tym modele oparte na tektonice płyt, wykracza poza granice Polski, większość najnowszych prac i syntez jest dziełem słowackich geologów, oni stworzyli też terminologię stosowaną w literaturze międzynarodowej.

Literatura:

- BAC-MOSZASZWILI M., 1998 – Geology of the Sub-Tatric units, Western Tatra Mts, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, **111**: 113–136.
- DUMONT T., WIECZOREK J., BOULLIN J.P., 1996 – Inverted Mesozoic rift structures in the Polish Western Carpathians (High-Tatric units). Comparison with similar features in the Western Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **89**: 181–202.
- JACH R., RYCHLIŃSKI T., UCHMAN A., (red.), 2014 – Skały osadowe Tatr. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- JUREWICZ E., 2005 – Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments. *Acta Geol. Pol.*, **55**, 3: 295–338.
- KOTAŃSKI Z., 1959 – Stratigraphic sections of the High-Tatric Series in the Polish Tatra Mts. *Biul. Inst. Geol.*, **139**: 1–160.
- KOTAŃSKI Z., 1961 – Tectogénèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut tatrique dans les Tatra. *Acta Geol. Pol.*, **11**, 2/3: 187–413 [in Polish with French summary].
- KOTAŃSKI Z., 1976 – Triassic. The Carpathians. *W: Geology of Poland* (red. S. Sokołowski). T. I. Stratigraphy, cz. 2. Mesozoic: 105–124. Inst. Geol., Warszawa.
- LEFELD J., 1999 – Tectonics of the Subatric units, Eastern Tatra Mts. *Stud. Geol. Pol.*, **115**: 139–166.
- LEFELD J., GAŹDZICKI A., IWANOW A., KRAJEWSKI K., WÓJCIK K., 1985 – Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. *Stud. Geol. Pol.*, **84**: 7–93.
- LEXA J., BEZÁK V., ELEČKO M., MELLO J., POLÁK M., POTFAJ M., VOZÁR J., (red), 2000 – Geological map of Western Carpathians and adjacent areas 1: 500,000. Ministry of Environment of Slovak Republic, Geological Survey of Slovak Republic.
- PLAŠIENKA D., 2003 – Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. *Mitt. Osterr. Geol. Gess.*, **94**, 2001: 79–98.
- PLAŠIENKA D., 2018 – Continuity and episodicity in the early Alpine tectonic evolution of the Western Carpathians: how large-scale processes are expressed by the orogenic architecture and rock record data. *Tectonics*, **37**: 2029–2079.
- STAMPFLI G., 2000 – Tethyan oceans. *W: Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area* (red. E. Bozkurt i in.). *Geol. Soc. London, Sp. Publ.*, **173**: 1–23.
- SZULCZEWSKI M., 2010 – Refleksje krytyczne nad austro-węgierskimi relikdami w stratygrafii triasu dolnego w Tatrach. *Prz. Geol.*, **58**, 11: 1070–1078.
- UCHMAN A., 1997 – Jura serii choczańskiej. *W: Przewodnik 68. Zjazdu Pol. Tow. Geol.* (red. J. Lefeld, A. Gaździcki). Zakopane, 2–4.10.1997 r.: 66–69. Pol. Tow. Geol., Warszawa.
- WIECZOREK J., 1989 – Główne etapy ewolucji geologicznej zachodniej Tetydy – zarys problematyki. *Kwart. Geol.*, **33**, 3/4: 401–412.

Baseny pienińskie



Plan strukturalny:
podczwartorzędowy.

Ogólny charakter basenów:
włączone w górotwór.

Wiek:
wczesna jura–wczesny miocen.

Powierzchnia wychodni: 179 km².

Zasięg regionalny. Obecny zasięg (fig. 9) występowania osadów, utworzonych pierwotnie w basenach pienińskiego pasa skałkowego, wyznaczają uskoki przesuwowe, ograniczające tę jednostkę od północy i południa (Birkenmajer, 1986). Granice zachodnia i wschodnia pienińskiego pasa skałkowego pokrywają się z odpowiednimi odcinkami granicy polsko-słowackiej (Lexa i in., 2000).

Wypełnienie osadowe. Baseny pienińskie obejmują zróżnicowane batymetrycznie i facjalnie zbiorniki powstałe częściowo na ścienionej skorupie kontynentalnej, których osady tworzyły się w przedziale wiekowym od wczesnej jury do wczesnego miocenu (Birkenmajer, 1977; Birkenmajer, Oszczytko, 1989; Krobicki, Golonka, 2006). Ich obecny, słabo czytelny obraz jest efektem silnych, wieloetapowych (co najmniej trzykrotnych) deformacji zacierających pierwotny plan paleogeograficzny. Według Birkenmajera (1986) baseny pienińskie w granicach Polski obejmują sukcesje skałkowe (od jury dolnej do dolnego mastrychtu), pokrywę kredową (mastrycht), sukcesję zewnętrzno-karpacką (jura środkowa–mastrycht) i pokrywę paleogeńsko-neogeńską (paleocen–dolny miocen; Oszczytko, Oszczytko-Clowes, 2014).

Sukcesje skałkowe za Birkenmajerem (1986) można podzielić na: czorsztyńską (południowo-wschodni skłon grzbietu

czorsztyńskiego), pienińską (basenową) oraz „przejsiowe” (zob. też Krobicki, Wierzbowski, 2004, 2009; Wierzbowski i in., 2004). Sukcesja czorsztyńska o miąższości dochodzącej do ok. 300 m (Birkenmajer, 1977) obejmuje osady hemipelagiczne i pelagiczne wieku od aalenu po mastrycht. Wizytówką sukcesji są miąższe (do 150 m) wapienie krynoidowe bajosu oraz charakterystyczne czerwone wapienie bulaste najwyższego bajosu do tytonu (Wierzbowski i in., 2004; Krobicki, Golonka, 2006). Kreda dolna (berias-walanżyn) jest wykształcona w facjach wapiennych. Powyżej, z luką stratygraficzną obejmującą znaczną część kredy dolnej, leżą osady margliste kredy górnej przechodzące ku górze w osady o charakterze fliszu. Sukcesja pienińska o maksymalnej miąższości powyżej 750 m (Birkenmajer, 1977) powstawała w osiowej, najgłębszej części zbiornika. Wiekowym odpowiednikiem facji wapieni bulastych są tutaj radiolaryty (najwyższy bajos–kimeryd). Nazwa sukcesji jest związana z pelagicznymi wapieniami rogowcowymi (formacja wapienia pienińskiego) wieku od tytonu po barrem, tworzącymi najbardziej spektakularne skałki przełomu Dunajca. Górnokredowa część sukcesji obejmuje skały margliste oraz klastyczne. Sukcesje „przejsiowe” (niedzicka, czertezicka i braniska) charakteryzują się dużą zmiennością facjalną i są reprezentowane zarówno przez utwory charakterystyczne dla relatywnie płytkowodnej sukcesji czorsztyńskiej, jak i części basenowych.

Pokrywa kredowa (formacja jarmucka), o miąższości 10–500 m, obejmuje brekce zbudowane ze skał sukcesji skałkowych, żwiry, piaskowce, wskazujące na facje fliszu proksymalnego, molasy i „dzikiego” fliszu wieku mastrycht/paleocen (Birkenmajer, 1977; Birkenmajer, Gedl, 2017).

Sukcesja zewnętrznokarpacka (tzw. jednostka Grajcarka), o miąższości szacowanej na 100–150 m (Birkenmajer, 1977), powiązana jest wg Birkenmajera (1986) z sukcesją magurską Karpat zewnętrznych. Jej dolna część jest podobna do sukcesji pienińskiej, ma jednak znacznie mniejsze miąższości. W najwyższej kredzie dolnej pojawiają się głębokomorskie osady pstrych łupków, łupków krzemionkowych i radiolarytów (Birkenmajer, 1986). W kampanie i mastrychie powstają znów osady klastyczne typu formacji jarmuckiej.

Powyżej formacji jarmuckiej, z dużą luką stratygraficzną, zalegają fliszowe osady najwyższego paleocenu i dolnego eocenu nawiązujące do sukcesji magurskiej Karpat wewnętrznych (formacje: szczawnicka, z Zarzecza i magurska) (Birkenmajer, 1986; Birkenmajer, Oszczytko, 1989). Osiągają one miąższość do 500 m, przy czym aż 400 m przypada na dolną część formacji magurskiej. Młodsze utwory są reprezentowane przez warstwy z Popradu (oligocen), przechodzące w dolnomiocenijskie utwory fliszowe formacji z Kremnej (Plašienka i in., 2012; Oszczytko, Oszczytko-Clowes, 2014). Według odmiennej koncepcji wyrażonej ostatnio przez Plašienkę i in. (2012), depozycja osadów transgresywnego paleogenu, przykrywającego sukcesje skałkowe, zaczyna się dopiero w środkowym eocenie.

Geneza basenów. Powstanie basenów sukcesji skałkowych ma związek z otwieraniem środkowego Atlantyku w jurze, i propagacją ryftu na obszar zachodniej Tetydy (Plašienka, 2003), poprzez domeny oceaniczne: liguryjską, piemontką, południowo-penińską aż do Vahicum (Wagu, ocean pieniński wg Birkenmajera, 1986). Baseny pienińskie dwukrotnie uległy inwersji strukturalnej. Na przełomie kampanu i mastrychtu (tzw. faza laramijska) miały miejsce ruchy płaszczowinowe, które spowodowały odkłucie od podłoża, sfałdowanie i nasunięcia poszczególnych sukcesji skałkowych. Najniższą pozycję tektoniczną zajmuje płaszczowina czorsztyńska, najwyższą – pienińska. Kolejne zjawiska tektoniczne występowały w miocenie (tzw. fazy sawska i styryjska). Oprócz fałdowań, ich przejawem były ruchy przesuwowe, które doprowadziły do ostatecznego uformowania obecnej struktury pienińskiego pasa skałkowego (Birkenmajer, 1986; Plašienka i in., 2012), określanego też jako szew pieniński lub rozłam perypieniński.

Uwagi. Obecne pozostałości basenów pienińskiego pasa skałkowego kontynuują się poza granice Polski – do Słowacji, a także na Ukrainę. Intensywne badania przeprowadzane ostatnio na terytorium Słowacji wskazują na odmienny model strukturalny od tego, jaki utrwalił się w literaturze polskiej (Birkenmajer, 1986). Superjednostka tektoniczna Oravicum (odpowiadająca sukcesji Údol) obejmuje jednostkę pienińską, subpienińską (ekwiwalent sukcesji czorsztyńskiej, niedzickiej i czertezickiej) i jednostkę Šariš, która z kolei odpowiada jednostce Grajcarka w polskiej nomenklaturze (Plašienka, 2012a, b; Plašienka i in., 2012; Plašienka, Soták, 2015).

Literatura:

- BIRKENMAJER K., 1977 – Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, **45**: 1–159.
- BIRKENMAJER K., 1986 – Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, **88**: 1–32.
- BIRKENMAJER K., OSZCZYTKO N., 1989 – Cretaceous and Paleogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit. *Carpathians Ann. Soc. Geol. Pol.*, **59**: 145–181.
- BIRKENMAJER K., GEDL P., 2017 – The Grajcarek Succession (Lower Jurassic–mid Palaeocene) in the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland: a stratigraphic synthesis. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **87**: 55–88.
- KROBICKI M., GOLONKA J., 2006 – Pieniny Klippen Belt. *W: Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians* (red. A. Wierzbowski i in.). Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System. Poland, Kraków, 6–18.09.2006.
- KROBICKI M., WIERZBOWSKI A., 2004 – Pozycja stratygraficzna i paleogeograficzne znaczenie bajoskich wapieni krynoidowych w ewolucji pienińskiego basenu skałkowego. *Tomy Jurajskie*, **2**: 69–82.

- KROBICKI M., WIERZBOWSKI A., 2009 – Środkowo-jurajskie wapienie bulaste sukcesji czertezickiej pieninńskiego basenu skałkowego Polski – fakty i kontrowersje. *Prz. Geol.*, **57**, 7: 600–606.
- LEXA J., BEZÁK V., ELEČKO M., MELLO J., POLÁK M., POTFAJ M., VOZÁR J., (red.), 2000 – Geological map of Western Carpathians and adjacent areas 1: 500,000. Ministry of Environment of Slovak Republic, Geological Survey of Slovak Republic.
- OSZCZYPKO N., OSZCZYPKO-CLOWES M., 2014 – Geological structure and evolution of the Pieniny Klippen Belt to the east of the Dunajec River – a new approach (Western Outer Carpathians, Poland). *Geol. Quart.*, **58**, 4: 737–758.
- PLAŠIENKA D., 2003 – Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. *Mitteilungen Der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **94**, 2001: 79–98.
- PLAŠIENKA D., 2012a – Jurassic syn-rift and Cretaceous syn-orogenic, coarse grained deposits related to opening and closure of the Vahic (South Penninic) Ocean in the Western Carpathians – an overview. *Geol. Quart.*, **56**, 4: 601–628.
- PLAŠIENKA D., 2012b – Early stages of structural evolution of the Carpathian Klippen Belt (Slovakian Pieniny sector). *Miner. Slovaca*, **44**: 1–16.
- PLAŠIENKA D., SOTÁK J., 2015 – Evolution of Late Cretaceous–Palaeogene synorogenic basins in the Pieniny Klippen Belt and adjacent zones (Western Carpathians, Slovakia): tectonic controls over a growing orogenic wedge. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **85**: 43–76.
- PLAŠIENKA D., SOTÁK J., JAMRICHOVÁ M., HALÁSOVÁ E., PIVKO D., JÓZSA S., MADZIN J., MIKUŠ V., 2012 – Structure and evolution of the Pieniny Klippen Belt demonstrated along a section between Jarabina and Litmanová villages in Eastern Slovakia. *Miner. Slovaca*, **44**: 17–38.
- WIERZBOWSKI A., AUBRECHT R., KROBICKI M., MATYJA B.A., SCHLÖGL J., 2004 – Stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic Czertezik Succession, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians) of Poland and Eastern Slovakia. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **74**: 237–256.

Basen podhalański



Plan strukturalny:
podczwartorzędowy.

Ogólny charakter basenu:
włączony w górotwór.

Wiek:
środkowy eocen (lutet)–najpóźniejszy oligocen (szat) lub najwcześniejszy miocen (akwitan).

Powierzchnia wychodni: 478 km².

Zasięg regionalny. Granicę południową basenu podhalańskiego (fig. 9) wyznacza kontakt erozyjny z mezozoikiem tatrzańskich płaszczowin reglowych (por. baseny tatrzańskie); granicę północną – kontakt tektoniczny z mezozoicznymi skałami osadowymi pieninńskiego pasa skałkowego (por. baseny pieninские); granice zachodnia i wschodnia pokrywają się z granicą między Polską a Słowacją (Lexa i in., 2000).

Wypełnienie osadowe. Na podstawie badań dinocyst ocenia się (Gedl, 2000), że basen rozwijał się od środkowego eocenu do najpóźniejszego oligocenu. Na podstawie badań nannoplanktonu wapiennego wiek najmłodszych osadów wypełniających basen (warstwy ostryskie) jest szacowany na dolny miocen (Garecka, 2005). Wypełnienie osadowe obejmuje w dolnej części zlepieńce i morskie skały węglanowe eocenu (tzw. eocen numulitowy) osiągnące miąższość do 100 m, wyjątkowo 300 m w rejonie Hrubego Regła (Roniewicz, 1969). W głównej części sukcesja osadowa składa się z piaskowców i łupków ilastych

(tzw. flisz podhalański) warstw szaflarskich, zakopiańskich, chochołowskich i ostryskich o miąższości 2500–3500 m (Roniewicz, 1979; Garecka, 2005; Gedl, Garecka, 2008). Na kontakcie eocenu numulitowego i fliszu podhalańskiego występuje luka stratygraficzna obejmująca najwyższy eocen i część dolnego oligocenu (Gedl, Garecka, 2008).

Geneza basenu. Według Kazmera i in. (2003) basen podhalański jest basenem przedłukowym powstałym w wyniku subdukcji płyty europejskiej pod płytę ALCAPY. Inwersja strukturalna i stygnięcie basenu we wczesnym neogenie były związane z wyniesieniem masywu Tatr (Anczkiewicz i in., 2015; Śmigielski i in., 2016) oraz regionalnym środkowomiocennym wydarzeniem termicznym (Anczkiewicz i in., 2013). Maksymalny gradient prędkości chłodzenia skał krystalicznych masywu tatrzańskiego (20°C/mln lat) określono na 22–14 mln lat (Śmigielski i in., 2016).

Uwagi. Basen podhalański stanowi część większego basenu paleogeńskiego Karpat centralnych (ang. *Central Carpathian Paleogene Basin*), rozciągającego się w większości na terytorium Słowacji i podzielonego na baseny cząstkowe (m.in. baseny: orawski, liptowski i Lewoczy; zob. np. Soták i in., 2001). Poszczególne nieformalne jednostki litostratygraficzne na terenie Polski mają swoje odpowiedniki na obszarze Słowacji (Gross i in., 1984). Są to formacje: Borove (eocen numulitowy), Huty (warstwy zakopiańskie), Zuberec (warstwy chochołowskie), Biely Potok (warstwy ostryskie).

Literatura:

ANCZKIEWICZ A.A., SRODOŃ J., ZATTIN M., 2013 – Thermal history of the Podhale Basin in the internal We-

- stern Carpathians from the perspective of apatite fission track analyses. *Geol. Carpath.*, **64**: 141–151.
- ANCZKIEWICZ A.A., DANISIK M., ŚRODOŃ J., 2015 – Multiple low-temperature thermochronology constraints on exhumation of the Tatra Mountains: New implications for the complex evolution of the Western Carpathians in the Cenozoic. *Tectonics*, **34**: 2296–2317, doi: 10.1002/2015TC003952.
- GARECKA M., 2005 – Calcareous nannoplankton from the Podhale Flysch (Oligocene – Miocene, Inner Carpathians, Poland). *Stud. Geol. Pol.*, **124**: 353–369.
- GEDL P., 2000 – Biostratigraphy and palaeoenvironment of the Podhale Palaeogene (Inner Carpathians, Poland) in the light of palynological studies, cz. I. *Stud. Geol. Pol.*, **117**: 69–154 [in Polish].
- GEDL P., GARECKA M., 2008 – Middle–Late Eocene phytoplankton from marl intraclasts (Podhale Paleogene, Inner Carpathians, Poland): biostratigraphic and paleoenvironmental implications. *Geol. Carpath.*, **59**: 319–332.
- GROSS P., KÖHLER E., SAMUEL O., 1984 – New lithostratigraphic division of the Inner Carpathian Palaeogene. *Geol. Pr., Spr.*, **81**: 103–117.
- KAZMER M., DUNKL I., FRISCH W., KUHLMANN J., OZSVART P., 2003 – The Palaeogene fore-arc basin of the Eastern Alps and Western Carpathians: subduction erosion and basin evolution. *J. Geol. Soc. London*, **160**: 413–428.
- LEXA J., BEZÁK V., ELEČKO M., MELLO J., POLÁK M., POTFAJ M., VOZÁR J., (red.), 2000 – Geological map of Western Carpathians and adjacent areas 1: 500,000. Ministry of Environment of Slovak Republic, Geological Survey of Slovak Republic.
- RONIEWICZ P., 1969 – Sedymentacja eocenu numulitowego Tatr. *Acta Geol. Pol.*, **19**, 3: 503–608.
- RONIEWICZ P., 1979 – Paleogen Tatr i Podhala. *W: Przewodnik 51. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zakopane*, 13–15.09.1979 r.: 57–72. Wydaw. Geol., Warszawa.
- SOTÁK J., PERESZLENYI M., MARSCHALCO R., MILICKA J., STAREK D., 2001 – Sedimentology and hydrocarbon habitat of the submarine-fan deposits of the Central Carpathian Paleogene Basin (NE Slovakia). *Mar. Petrol. Geol.*, **18**: 87–114.
- ŚMIGIELSKI M., SINCLAIR H.D., STUART F.M., PERSANO C., KRZYWIEC P., 2016 – Exhumation history of the Tatra Mountains, Western Carpathians, constrained by low-temperature thermochronology. *Tectonics*, **35**: 187–207, doi:10.1002/2015TC003855.

Baseny Karpat zewnętrznych



Plan strukturalny:
podzwartorzędowy.

Ogólny charakter basenów:
włączone w górotwór.

Wiek:
najpóźniejsza jura (kimeryd/tyton)–wczesny miocen.

Powierzchnia wychodni: 18 819 km².

Zasięg regionalny. Granica północna odpowiada erozyjnemu zasięgowi nasunięcia Karpat na platformę północnoeuropejską (fig. 9; por. też Golonka i in., 2018). Granica południowa w części zachodniej pokrywa się z granicą polsko-słowacką, w części centralnej odpowiada północnemu uskoku obrzeżającemu pieniński pas skałkowy, a w części wschodniej – granicy polsko-słowackiej i krótkiemu odcinkowi granicy polsko-ukraińskiej. Zasięg zachodni odpowiada granicy z Czechami, natomiast zasięg wschodni – granicy z Ukrainą, aż do rejonu Przemyśla (Poprawa, Nemčok, 1989; Lexa i in., 2000).

Wypełnienie osadowe. Baseny Karpat zewnętrznych (zwanych też Karpatami fliszowymi) tworzyły się w przedziale wiekowym od późnej jury do wczesnego miocenu (Oszczypko, 2006). Obejmują one szereg jednostek paleogeograficznych, których osady są obecnie ujęte w odrębne jednostki

tektoniczne o charakterze fałdowo-nasuwczym, zwane też płaszczowinami (Książkiewicz, 1972). Jednostki te, o skomplikowanych wzajemnych relacjach geometrycznych, zacierających pierwotny plan sedymentacyjny, reprezentują, zgodnie z obecnymi poglądami (Oszczypko, 2006), baseny składowe o zróżnicowanym wieku i charakterze dominujących litofacji. Są to od północy: basen skolski (wczesna kreda [hoteryw]–wczesny miocen, łączna miąższość ok. 3000 m), podśląski (wczesna kreda [walańżyn]–wczesny miocen, 1600 m miąższości), śląski (najpóźniejsza jura [kimeryd/tyton]–wczesny miocen; 7300 m miąższości), dukijski (senon–późny oligocen; 1200–1500 m miąższości), przedmagurski (późna kreda [turon]–późny oligocen, ponad 3000 m miąższości), magurski (najpóźniejsza wczesna kreda [alb]–wczesny miocen; ponad 3000 m miąższości). Utwory jury górnej i kredy dolnej, po walańżyn, występują zasadniczo tylko w zachodniej sukcesji basenu śląskiego. Wykształcone są w postaci hemipelagicznych facji drobno-klastycznych i węglanowych (tzw. warstwy cieszyńskie – np. Olszewska, 2005, formacja wędryńska i formacja wapieni cieszyńskich – *sensu* Golonka i in., 2008). Płytkowodne facje węglanowe tego wieku są znane z egzotyków i olistolitów wapieni typu sztramberskiego (np. Salamon, Trzęsiok, 2015; Kowal-Kasprzyk i in., 2021). Wyższa część kredy dolnej, stanowiąca wypełnienie basenów skolskiego, podśląskiego i śląskiego, charakteryzuje się przewagą skał drobno-klastycznych. Piaskowce występują powszechniej jedynie w albie. W najwcześniejszej części późnej kredy (cenoman–turon) nastąpiło we wszystkich basenach ujednoczenie sedy-

mentacji (facje radiolarytów i pstrych łupków). Kreda górna (szczególnie kampan–mastrycht) oraz paleocen są wykształcone przede wszystkim jako facje piaszczyste fliszu proksymalnego. W eocenie i dolnym oligocenie w większości sukcesji dominują znowu różnorodne facje drobnoklastyczne (np. pstre łupki, łupki menilitowe) oraz dystalny flisz (np. warstwy hieroglifowe). Wyjątkiem jest południowa część basenu magurskiego, gdzie ku północy stopniowo postępuje depozycja gruboławicowych piaskowców magurskich (Birkenmajer, Oszczytko, 1989). W późnym oligocenie i wczesnym miocenie sedymentacja piaskowców fliszowych zaczyna dominować we wszystkich strefach facjalnych Karpat zewnętrznych (np. warstwy krośnieńskie sukcesji śląskiej i skolskiej). Istotny wpływ na sedymentację w basenach Karpat zewnętrznych miały kordyliery (grzbiety), oddzielające poszczególne jednostki i pełniące rolę obszarów alimentacyjnych. Szczególną rolę odgrywała kordyliera śląska oraz wyniesienie południowomagurskie (Poprawa, Malata, 2006). Kordyliera śląska ograniczała od południa basen śląski i dostarczała znacznych ilości materiału klastycznego w późnej kredzie i we wczesnym paleocenie. Aktywność tektoniczna wyniesienia południowomagurskiego, stanowiącego południową granicę basenu magurskiego, rozpoczęła się w późnym eocenie i trwała aż do końca sedymentacji w basenach fliszowych we wczesnym neocenie.

Geneza basenów. Baseny Karpat zewnętrznych mają charakter poligenetyczny, a ich rozwój był wieloetapowy (Żytko, 1999; Golonka i in., 2000; Oszczytko, 2006). Początkowo (jura środkowa–przełom jury i kredy) były to baseny ekstensyjne, powstałe w wyniku ryftowania na południowym skraju platformy północnoeuropejskiej, częściowo na ścienionej skorupie kontynentalnej i (lub) oceanicznej (zob. Poprawa, Malata, 2006 i literatura tamże). Po fazie ekstensji nastąpiła faza poryftowej subsydencji termicznej (wczesna kreda – turon), charakteryzująca się znacznym spadkiem tempa sedymentacji, zmniejszeniem kontrastów topograficznych i ujednoceniem facjalnym. Etap ten został na krótko przerwany fazą kompresji z kulminacją w albie. Znacząca faza kompresji, związana z aktywnością tektoniczną grzbietu śląskiego, zaznaczyła się w późnej kredzie–paleocenie. Kolejna faza subsydencji, w późnym paleocenie–środkowym eocenie, objęła przede wszystkim baseny skolski, podśląski oraz śląski. Nakładała się na nią synorogeniczna faza kompresji (późny eocen do wczesnego miocenu) związana z postępującymi od południa deformacjami basenu magurskiego (Świerczewska, Tokarski, 1998). Zamknięcie basenów Karpat zewnętrznych nastąpiło w wyniku kolizji mikroplaty ALCAPA z południową krawędzią platformy północnoeuropejskiej (np. Golonka i in., 2000 i literatura tamże). Ostateczne sfałdowanie i nasunięcie Karpat na przedpole miało miejsce we wczesnym miocenie (burdygał) (Oszczytko, 2006). Wypiętrzenie i stygnięcie orogenu zachodziło diachronicznie (Zattin i in., 2011). Daty trakowe z apatytów uzyskane z zachodniej części Karpat zewnętrznych (15–25 mln lat temu) są zgodne z wiekiem najmłodszych nasunięć. Ekshumacja wschodniej części Karpat zewnętrznych

nastąpiła później (5–7 mln lat temu) i była najprawdopodobniej związana z procesami ekstensji w późnym miocenie.

Uwagi. Płaszczowina skolska występuje jedynie w północno-wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych. Jednostka ta kontynuuje się na wschód i południowo-wschód na terytorium Ukrainy (tzw. jednostka skibowa – Książkiewicz, 1972; Oszczytko, 2006) i Rumunii (jednostka Tarcău – Jankowski i in., 2004, 2007). Również jednostka dukielska występuje tylko we wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych i ma swoje przedłużenie na terytorium Słowacji i Ukrainy (Jankowski i in., 2004). Jednostka śląska w swojej części południowo-zachodniej kontynuuje się na terytorium Czech, a w części południowo-wschodniej – na obszar Ukrainy (Jankowski i in., 2004). Jednostka magurska ciągnie się wzdłuż całego łuku północnych Karpat od Czech poprzez zachodnią Słowację, Polskę, wschodnią Słowację aż na terytorium Ukrainy (Poprawa, Nemčok, 1989; Jankowski i in., 2004). Tektogeneza Karpat zewnętrznych nie została jeszcze jednoznacznie zrekonstruowana. Według najbardziej obecnie powszechnej interpretacji basen magurski był podścielony skorupą oceaniczną, od późnej jury lub wczesnej kredy do oligocenu (Golonka i in., 2000), jednak w późnej kredzie uległ on już znaczącej subdukcji (Oszczytko i in., 2015) zakończonej między eoceniem a wczesnym mioceniem (Plašienka, 2018). Kolizja bloku ALCAPY z płytą europejską miała charakter skośny, co spowodowało aktywację licznych uskokuw przesuwczych i nasunięć pozasekwencyjnych (np. Golonka i in., 2000; Jankowski, Margielewski, 2014), dodatkowo zaburzających pierwotną konfigurację basenów. Pewne kontrowersje budzi pierwotna pozycja basenów śląskiego i magurskiego. Niektóre dane geologiczne wskazują na znaczną niezależność i odmienne usytuowanie paleogeograficzne tych basenów (np. Nemčok i in., 2001).

Literatura:

- BIRKENMAJER K., OSZCZYTKO N., 1989 – Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura nappe, Krynica subunit, Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **59**: 145–181.
- GOLONKA J., OSZCZYTKO N., ŚLĄCZKA A., 2000 – Late Carboniferous–Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **70**: 107–136.
- GOLONKA J., VAŠÍČEK Z., SKUPIEN P., WAŚKOWSKA-OLIWA A., KROBICKI M., CIESZKOWSKI M., ŚLĄCZKA A., SŁOMKA T., 2008 – Litostratygrafia osadów górnej jury i dolnej kredy zachodniej części Karpat zewnętrznych (propozycja do dyskusji). *W: Utwory przełomu jury i kredy w zachodnich Karpatach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza* (red. M. Krobicki). *Geol. AGH*, **34**, 3/1: 9–31.
- GOLONKA J., PIETSCH K., MARZEC P., 2018 – The North European Platform Suture Zone in Poland. *Geology, Geophysics & Environment*, **44**: 5–16.
- JANKOWSKI L., KOPCIOWSKI R., RYŁKO W., (red.), 2004 – Geological map of the Outer Carpathians: Bor-

- derlands of Poland, Ukraine and Slovakia 1:200 000. Polish Geol. Inst., Warszawa.
- JANKOWSKI L., KOPCIOWSKI R., RYŁKO W., (red.), 2007 – Geological Map of the Outer Carpathians: Borderland of Ukraine and Romania 1:200 000. Polish Geol. Inst., Warszawa.
- JANKOWSKI L., MARGIELEWSKI W., 2014 – Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat zewnętrznych – nowe spojrzenie. *Prz. Geol.*, **62**, 1: 29–35.
- KOWAL-KASPRZYK J., WAŚKOWSKA A., GOŁONKA J., KROBICKI M., SKUPIEN P., SŁOMKA T., 2021 – The Late Jurassic–Palaeogene carbonate platforms in the Outer Western Carpathian Tethys – a regional overview. *Minerals*, **11**, 7: 747, doi.org/10.3390/min11070747.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1972 – Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika, cz. 3. Karpaty. Wydaw. Geol., Warszawa.
- LEXA J., BEZÁK V., ELEČKO M., MELLO J., POLÁK M., POTFAJ M., VOZÁR J., (red.), 2000 – Geological map of Western Carpathians and adjacent areas 1: 500,000. Ministry of Environment of Slovak Republic, Geological Survey of Slovak Republic.
- NEMČOK M., NEMČOK J., WOJTASZEK M., LUDHOVA L., OSZCZYPKO N., SERCOMBE W.J., CIESZKOWSKI M., PAUL Z., COWARD M.P., SŁĄCZKA A., 2001 – Reconstruction of Cretaceous rifts incorporated in the Outer West Carpathian wedge by balancing. *Mar. Petrol. Geol.*, **18**: 39–64.
- OLSZEWSKA B., 2005 – Microfossils of the Cieszyn Beds (Silesian Unit, Polish Outer Carpathians) – a thin sections study. *Polish Geol. Inst. Sp. Papers*, **19**: 1–39.
- OSZCZYPKO N., 2006 – Late Jurassic–Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its fore-deep basin. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 169–194.
- PLAŠIENKA D., 2018 – Continuity and episodicity in the early Alpine tectonic evolution of the Western Carpathians: how large-scale processes are expressed by the orogenic architecture and rock record data. *Tectonics*, **37**: 2029–2079.
- POPRAWA P., MALATA T., 2006 – Model późnojurajsko-wczesnomiocenowej ewolucji tektonicznej zachodnich Karpat zewnętrznych. *Prz. Geol.*, **54**, 12: 1066–1080.
- POPRAWA D., NEMČOK J., (red.), 1989 – Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SALAMON M., TRZESIŁOK D., 2015 – The Štramberk type limestones from Poland – a preface. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, **276**, 2: 147–149.
- ŚWIERCZEWSKA A., TOKARSKI A.K., 1998 – Deformation bands and the history of folding in the Magura nappe, Western Outer Carpathians (Poland). *Tectonophysics*, **297**: 73–90.
- ZATTIN M., ANDREUCCI B., JANKOWSKI L., MAZZOLI S., SZANIAWSKI R., 2011 – Neogene Exhumation of the Outer Western Carpathians. *Terra Nova*, **23**: 283–291.
- ŻYTKO K., 1999 – Correlation of the main structural units of the Western and Eastern Carpathians. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**: 135–164.

Basen przedkarpacki



Plan strukturalny:
podczwartorzędowy.

Ogólny charakter basenu:
epikontynentalny.

Wiek:
miocen.

Powierzchnia zachodni: 37 742 km².

Zasięg regionalny. Północna granica basenu przedkarpackiego, często określanego w literaturze jako zapadlisko przedkarpackie, jest wyznaczona przez zasięg morskich osadów miocenu w rejonie Śląska, Krakowa, południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Roztocza (fig. 8, 9). Zazwyczaj jest to zasięg o charakterze erozyjnym – najdalej na północ położone pojedyncze izolowane płyty tych osadów występują w rejonie Lublina i Chełma na Wyżynie Lubelskiej. Granica południowa znajduje się pod nasunięciem Karpat zewnętrznych i jest trudna do precyzyjnego wyznaczenia; lokalnie sięga prawdopodobnie pienińskiego pasa

skałkowego (baseny pienińskie). Zasięg zachodni i wschodni wyznaczają granice państwa.

Wypełnienie osadowe. W obrębie basenu wydziela się dwie strefy (Ney i in., 1974): wewnętrzną (pod płaszczowinami karpackimi oraz przed czołem nasunięcia Karpat fliszowych w pozycji allochtonicznej) i zewnętrzną (na północ od nasunięcia Karpat fliszowych). W zapadlisku zewnętrznym wyodrębniają się trzy segmenty (Oszczypko, 1999): zachodni o kierunku SW–NE i szerokości 30–40 km, środkowy (równoleżnikowy), którego szerokość w okolicach Krakowa zmniejsza się do 5–10 km (jest to tzw. rygiel krakowski) oraz wschodni o kierunku NW–SE i szerokości do 100 km. Zapadlisko zewnętrzne wypełnione jest środkowomiocenowymi (baden i sarmat wg podziałów paratetydzkich) osadami morskimi o maksymalnej miąższości od kilkuset metrów w północnej, brzeżnej części do ok. 3500 m w części południowo-wschodniej (Ney i in., 1974). Sukcesja osadowa charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem facjalnym spowodowanym ząbaniem się różnych środowisk depozycyjnych (w badenie – pełnomorskich i hipersalinarnych, a w sarmacie – o obniżonym zasoleniu) rozwijających się

wzdłuż brzegu Karpat, w osiowej części, jak i przy północnym brzegu basenu (Oszczypko i in., 2006). Środkowe ogniwo trójdzielnej sukcesji tworzy poziom ewaporatowy o miąższości zwykle kilkudziesięciu metrów, utworzony przez gipsy, anhydryty, sole kamienne i podrzędnie wapienie, w tym siarkonośne. Osady pod- i nadewaporatowe, wykształcone są prawie wyłącznie w facjach silikoklastycznych (iłowce, mułowce i piaskowce). Płytkowodne osady marginalne osiągają zwykle miąższość kilkudziesięciu metrów i obejmują ropy, piaski kwarcowe i przede wszystkim utwory węglanowe – margle oraz wapienie organodetrytyczne i rafowe budowane głównie przez wapienne glony z grupy krasnorostów (baden) oraz mikrobiality (sarmat). Zapadlisko wewnętrzne jest wypełnione dolno- i środkowomiocęńskimi osadami silikoklastycznymi, od iłowców po zlepieńce, o miąższości do 1500 m. Utwory te powstały w zróżnicowanych środowiskach sedymentacyjnych, we wczesnym miocenie – głównie lądowych, a w środkowym miocenie – morskich.

Geneza basenu. Basen przedkarpacki jest typowym peryferycznym basenem przedgórskim wypełnionym przez osady syn- i postorogeniczne (Oszczypko, 1996, 1997; Krzywiec, 2006). Powstał on w związku z miocęńską ewolucją łuku orogenicznego Karpat zewnętrznych (por. baseny Karpat wewnętrznych). W następstwie sfałdowania i inwersji Karpat fliszowych w środkowym burdygale (ottnang) uformowało się aktywne czoło karpackiej pryzmy akrecyjnej. Równocześnie szczątkowy basen fliszowy przekształcił się w basen przedgórski. Subsycjencja basenu była uwarunkowana zarówno obciążeniem nasuwającego się ku północy orogenu, jak i obciążeniem osadów autochtonicznych. Czynnikiem wywołującym dodatkową subsycjencję tektoniczną była subdukcja płyty północnoeuropejskiej ku południowi. Progradacja nasunięć karpackich powodowała migrację depocentrow i pojawianie się coraz młodszych osadów ku północy (Oszczypko, 1996, 1997). Po ostatecznym uformowaniu się

brzegu Karpat nastąpił długi, trwający do chwili obecnej, okres izostatycznego podnoszenia się spowodowany elastycznym odprężeniem litosfery (Oszczypko, 1996).

Uwagi. Osady basenu przedkarpackiego obecnie występują autochtonicznie przed frontem orogenu karpackiego i pod nasuniętymi Karpatami fliszowymi, allochtonicznie ponad orogenum, niezgodnie przykrywając płaszczowiny karpackie, a częściowo zostały też włączone w obręb orogenu karpackiego, tworząc jego najbardziej zewnętrzne jednostki tektoniczne.

Literatura:

- KRZYWIEC P., 2006 – Geodynamiczne i tektoniczne uwarunkowania ewolucji basenów przedgórskich, z odniesieniami do zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, **54**, 5: 404–1063.
- NEY R., BURZEWSKI W., BACHLEDA T., GÓRECKI W., JAKÓBCZAK K., SŁUPCZYŃSKI, K., 1974 – Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN*, **82**: 1–65.
- OSZCZYPKO N., 1996 – Miocęńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, **44**, 10: 1007–1018.
- OSZCZYPKO N., 1997 – The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Prz. Geol.*, **45**, 10: 1054–1063.
- OSZCZYPKO N., 1999 – Przebieg miocęńskiej subsycjencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**: 209–230.
- OSZCZYPKO N., KRZYWIEC P., POPADYUK I., PERYT T., 2006 – Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine): Its Sedimentary, Structural, and Geodynamic Evolution. *W: The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Researches* (red. J. Golonka, F.J. Picha). *AAPG Memoir*, **84**: 293–350.

Basen orawsko-nowotarski



Plan strukturalny:
podczwartorzędowy.

Ogólny charakter basenu:
zapadlisko śródgórskie.

Wiek:
późny miocen–najwcześniejszy plejstocen.

Powierzchnia wychodni: 251 km².

Zasięg regionalny. Zasięg utworów basenu (fig. 9) pokrywa się z granicami morfologicznymi Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. Północną granicę stanowią wzniesienia ma-

sywu Gorców (płaszczowina magurska, oligocen). W swoim wschodnim sektorze basen opiera się o pieniński pas skałkowy (por. baseny pienińskie), natomiast w sektorze zachodnim graniczy on z utworami basenu podhalańskiego. Granica północno-zachodnia pokrywa się z granicą polsko-słowacką. Na obszarze Słowacji utwory basenu kontynuują się ku zachodowi, aż do podnóża słowackiej części Beskidu Żywieckiego (Lexa i in., 2000).

Wypełnienie osadowe. Wypełnienie osadowe obejmuje przedział wiekowy od późnego miocenu po najwcześniejszy plejstocen (Golonka i in., 2005). Sukcesja osadowa składa się z neogeńskich, lądowych osadów jeziorno-rzecznych (iłowce i mułowce, rzadziej piaskowce i żwiry), z przeławieniami węgla brunatnego, do 1300 m miąższości (tzw. „for-

macja” orawska; zob. Piotrowski, Piotrowska, 2004; Łoziński i in., 2017). Na nich leżą rzeczne osady czwartorzędowe, głównie żwirzy, o miąższości ok. 120 m (Watycha, 1976; Tokarski i in., 2012).

Geneza basenu. Badania geofizyczne wskazują, że basen ma charakter zapadliska tektonicznego, ograniczonego uskoki zrzutowymi o amplitudzie do kilkuset metrów (Pomianowski, 1995). Jest to najprawdopodobniej basen o genezie typu *pull-apart* (Golonka i in., 2005). Sedymentację w opisywanym basenie zakończyło czwartorzędowe wyniesienie obszaru orawsko-nowotarskiego (Baumgart-Kotarba, 2001; Tokarski i in., 2012). Zjawiska sejsmiczne związane z ruchami tektonicznymi w obrębie basenu są obserwowane do czasów współczesnych (Guterch, 2006).

Uwagi. Zachodnia część basenu (ok. ¼ ogólnej powierzchni) kontynuuje się na terytorium Słowacji. Pod basenem znajduje się jedna z dwóch największych ujemnych anomalii grawimetrycznych na obszarze Polski (Pomianowski, 1995).

Literatura:

BAUMGART-KOTARBA M., 2001 – Continuous tectonic evolution of the Orava Basin (Northern Carpathians) from late Badenian to the present day? *Geol. Carpath.*, **52**, 2: 103–110.

GOLONKA J., ALEKSANDROWSKI P., AUBRECHT R., CHOWANIEC J., CHRUSTEK M., CIESZKOWSKI M., FLOREK R., GAWĘDA A., JAROSIŃSKI M., KĘPIŃSKA B., KROBICKI M., LEFELD J., LEWANDOWSKI M., MARKO F., MICHALIK J., OSZCZYPKO N., PICHA F., POTFAJ M., SŁABY E., ŚLĄCZKA A., STEFANIUK M., UCHMAN A.,

ŻELAŻNIEWICZ A., 2005 – The Orava deep drilling project and post-Paleogene tectonics of the Northern Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **75**, 3: 211–248.

GUTERCH B., 2006 – Seismic events in the Orawa-Nowy Targ basin, Western Carpathians, November 30, 2004 – December 2005. *Acta Geodyn. Geomater.*, **3**, 3 (143): 85–95.

LEXA J., BEZÁK V., ELEČKO M., MELLO J., POLÁK M., POTFAJ M., VOZÁR J., (red.), 2000 – Geological map of Western Carpathians and adjacent areas 1:500,000. Ministry of Environment of Slovak Republic, Geological Survey of Slovak Republic.

ŁOZIŃSKI M., ZIÓŁKOWSKI P., WYSOCKA A., 2017 – Tectono-sedimentary analysis using the anisotropy of magnetic susceptibility: a study of the terrestrial and freshwater Neogene of the Orava Basin. *Geol. Carpath.*, **68**, 5: 479–500.

POMIANOWSKI P., 1995 – Structure of the Orava Basin in the light of selected geophysical data. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **64**: 67–80.

PIOTROWSKI J., PIOTROWSKA K., 2004 – Słownik jednostek litostratygraficznych Polski (red. T. Mardal). http://stratygrafia.pgi.gov.pl/Content/Sjlp/SJLP_IV_niefORMALNE_Mez_Ken_XII_2004_wersja_podstawowa_tekst.pdf [dostęp: 15.11.2022].

TOKARSKI A.K., ŚWIERCZEWSKA A., ZUCHIEWICZ W., STAREK D., FODOR L., 2012 – Quaternary exhumation of the Carpathians: a record from the Orava-Nowy Targ Intramontane Basin, Western Carpathians (Poland and Slovakia). *Geol. Carpath.*, **63**, 4: 257–266.

WATYCHA L., 1976 – Neogen niecki orawsko-nowotarskiej. *Kwart. Geol.*, **20**, 3: 575–587.

Basen nowosądecki



Plan strukturalny:
podczwartorzędowy.

Ogólny charakter basenu:
zapadlisko śródgórskie.

Wiek:
środkowy–późny miocen (późny serrawal i wczesny torton).

Powierzchnia wychodni: 58 km².

Zasięg regionalny. Obecne granice osadów basenu (fig. 9) mają charakter erozyjny (Lexa i in., 2000; Oszczytko i in., 2009), odpowiadając w przybliżeniu Kotlinie Sądeckiej, usytuowanej w środkowowschodniej części polskich Karpat.

Wypełnienie osadowe. Środkowomiocenne wypełnienie osadowe (Oszczytko-Clowes i in., 2009) obejmuje baden i sarmat wg podziałów paratetydycznych i ma mieszany cha-

rakter lądowo-morski. Osady lądowe, głównie bagienne, zaliczane są do formacji biegonickiej najwyższego baden-dolnego sarmatu (Oszczytko i in., 1991; Oszczytko-Clowes i in., 2009) o miąższości 8–600 m wg Piotrowskiego i Piotrowskiej (2004). Dolna część formacji jest zbudowana ze zlepieńców, słabo związanych piaskowców i szarych mułowców, natomiast górna – z łupków ilastych i marglistych, miejscami mułowców piaszczystych, z poziomami lignitów i niezwęglonych szczątków roślinnych. Liczne są tu przewarstwienia słabo związanych piaskowców oraz piasków. W zachodniej części basenu osady formacji biegonickiej zająbiają się z utworami stożków aluwialnych (ogniwo zlepieńców z Podegrodzia – Oszczytko i in., 1991; Piotrowski, Piotrowska, 2004). Osady morskie są zaliczane do formacji z Iwkowej (górną baden) i formacji z Niskowej (górną baden-dolny sarmat) (Oszczytko i in., 1992) o miąższości 120 m (wg Oszczytko – Clowes i in., 2009). Są to piaski kwarcowe, drobnoziarniste, mułowce oraz ropy z przewarstwieniami lignitów z licznymi zwęglonymi szczątkami roślinnymi.

Geneza basenu. Jest to basen synorogeniczny utworzony w najwcześniejszym miocenie na podłożu jednostki magurskiej (por. baseny Karpat zewnętrznych). Ekstensyjne założenia basenu powstały w wyniku relaksacji naprężeń orogenicznych (faza kolapsu) po głównej fazie nasunięć płaszczowin karpaccyckich na wewnętrzną część zapadliska przedkarpaccyckiego we wczesnym miocenie (burdygał, karpacat). Koniec sedymentacji nastąpił w wyniku nawrotu kompresji posarmaccyckiej i ostatecznego nasunięcia płaszczowin karpaccyckich do ich obecnej pozycji (Oszczypko-Clowes i in., 2009).

Uwagi. Najmłodsze utwory podłoża basenu są datowane na dolny miocen (akwitan–burdygał). Po neogeńskiekiej inwersji basenu w sarmaccie nastąpił (poprzedzony erozją) etap sedymentacji osadów plejstocenyckich o genezie fluwialnej i eolicznej (Oszczypko, 1973).

Literatura:

- LEXAJ., BEZÁK V., ELEČKO M., MELLO J., POLÁK M., POTFAJ M., VOZÁR J., (red.), 2000 – Geological map of Western Carpathians and adjacent areas 1:500,000. Ministry of Environment of Slovak Republic, Geological Survey of Slovak Republic.
- OSZCZYPKO-CLOWES M., OSZCZYPKO N., WÓJCIK A., 2009 – New data on the late Badenian–Sarmatian deposits of the Nowy Sacz Basin (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians) and their palaeogeographical implications. *Geol. Quart.*, **53**, 3: 273–292.
- OSZCZYPKO N., 1973 – The geology of the Nowy Sacz Basin, the Middle Carpathians. *Biul. Inst. Geol.*, **271**: 101–197.
- OSZCZYPKO N., STUCHLIK L., WÓJCIK A., 1991 – Stratigraphy of freshwater Miocene deposits of the NS of Nowy Sacz Basin, Polish Western Carpathians. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, **39**: 433–445.
- OSZCZYPKO N., OLSZEWSKA B., SLEZAK J., STREPKA J., 1992 – Miocene marine and brackish deposits of the Nowy Sacz Basin (Polish Western Carpathians) – new lithostratigraphic and biostratigraphic standarts. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, **40**: 83–96.
- PIOTROWSKI J., PIOTROWSKA K., 2004 – Słownik jednostek litostratygraficznych Polski (red. T. Mardal); http://stratygrafia.pgi.gov.pl/Content/Sjlp/SJLP_III_formalne_Mez_Ken_XII_2004_wersja_podstawowa_tekst.pdf [dostęp: 15.11.2022].

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Podczwartorzędowe serie osadowe w Polsce zaliczono do 48 basenów sedymentacyjnych w zakresie wiekowym od ediakaru po pliocen. Zajmują one, często nakładając się na siebie, niemal cały obszar Polski, z wyjątkiem niewielkich fragmentów Sudetów i Tatr, gdzie podłoże krystaliczne występuje na powierzchni lub pod osadami czwartorzędowymi. Przy określaniu basenów wykorzystywano głównie publikowane dane, w tym opracowania regionalne i kartograficzne, w wielu przypadkach nawiązując do koncepcji jednostek zaproponowanych wcześniej przez różnych autorów.

Wyróżnione baseny charakteryzują się bardzo zróżnicowaną powierzchnią wychodni – od 11 km² (basen zgorzelecki) do 284 761 km² (basen mezozoiczny Niżu Polskiego), przy średnim obszarze 27 290 km². Tylko 16 basenów mieści się całkowicie na obszarze Polski, pozostałe 32 są częścią większych jednostek rozciągających się na kraje ościennie, a nawet jeszcze dalej. Do jednostek „czysto polskich” należą baseny pozasudeckie dewońsko-karbońskie – łysogórski i małopolski, sudeckie: bardzki, bożkowski, głuchołaski, sowiogórski, strzeliński i świebodzicki, permskie: Liplas–Tarnawa, Sławkowa, wschodni przedsudecki, Pniewy–Książ Wielkopolski, słupecki i podlaski, oraz kredowy basen opolski i neogénski basen nowosądecki.

Basenów utworzonych bezpośrednio na podłożu krystalicznym różnego wieku jest 9–15 (zależnie od interpretacji części basenów sudeckich, których podłoże jest słabo rozpoznane), reszta jest rozwinięta na podłożu osadowym (baseny nałożone).

W odniesieniu do basenów, które ostatecznie uległy deformacji w ramach pasm fałdowo-nasuwczych (eksternidy waryscyjskie – morawsko-śląsko-wielkopolskie, Karpaty zewnętrzne, pieniński pas skałkowy, Tatry) zastosowano generalizację i nie wyróżniono w ich obrębie basenów składowych. Przyczyną jest skomplikowana struktura tych jednostek, z czym wiąże się niedostateczny stopień rozpoznania i brak danych lub co najwyżej hipotetyczne modele sedymentacji basenowej w ich obrębie. Można mieć nadzieję, że przyszłe badania doprowadzą do jednoznacznego i obiektywnego określenia przeddeformacyjnego charakteru i zrekonstruowania granic „wyjściowych” basenów sedymentacyjnych.

Każdy basen został krótko scharakteryzowany pod względem planu strukturalnego, wieku i charakteru wypełnienia osadowego, zasięgu regionalnego i powierzchni wychodni. Zaliczono je prowizorycznie do czterech ogólnych typów: baseny epikontynentalne (24), włączone w górotwór (14), śródgórskie (4), związane z terranami (6). Podano też, powołując się na odpowiednie źródła, skrótową interpretację genezy basenu i przyczyn zakończenia jego rozwoju. Choć w niektórych przypadkach te interpretacje mają charakter ogólnikowy i (lub) hipotetyczny, pokuszono się o wstępną klasyfikację genetyczną basenów, zaliczając je do jednej z ośmiu kategorii: obrzeże pasywne, pasmo fałdowo-nasuwcze, basen: przedgórski, przedłukowy, typu *pull-apart*, śródkratoniczny, ryftowy i załukowy.

Przeprowadzona na potrzeby niniejszego katalogu analiza ujawniła przypadki jednostek niedostatecznie zdefiniowanych pod względem kartograficznym (np. w Sudetach). W miarę dopływu nowych danych istnieje także możliwość wydzielenia nowych jednostek – przez podział zgeneralizowanych, wcześniej wyróżnionych, lub przez zdefiniowanie nowych (np. w obrębie proterozoicznej pokrywy platformy wschodnioeuropejskiej).

Podziękowania. H. Kiersnowski dziękuje A. Becker za dyskusje i pomoc w sformułowaniu ostatecznej treści sześciu metryk basenów czerwonego spągowca. Dziękujemy Recenzentowi, prof. dr. hab. Stanisławowi Skompskiemu, za cenne uwagi do wcześniejszej wersji pracy.

Opracowanie zostało wykonane w ramach tematu nr 22.5105.1401.00.1 „Integracja danych geologiczno-żelaznych dotyczących systemów węglowodorowych Polski, ich uzupełnianie i analiza w kontekście bezpieczeństwa energetycznego i wsparcie Geoinfonet – zadanie ciągłe PSG”, finansowanego przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej. Prace autorskie nad finalną weryfikacją tekstu i ilustracji sfinansowano z funduszy statutowych Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (PIG-PIB) (temat nr 62.9012.2115.00.0). Ponadto część prac prowadzonych przez M. Narkiewicza została sfinansowana w ramach tematu statutowego PIG-PIB nr 62.9701.1401.00.1 („Geologiczna historia Polski”).

CATALOGUE OF SEDIMENTARY BASINS OF POLAND

Abstract. The catalogue provides description of 48 sedimentary basins from the territory of Poland, comprising deposits from Ediacaran to Pliocene. Basin boundaries in the ArcGIS format, as well as short descriptions of particular units, have been based mainly on published data, including cartographic materials. Descriptions include essential characteristics such as: structural plan, age and general features of a sedimentary fill, regional extent against tectonic and paleogeographic boundaries, and brief genetic considerations. The basins were ascribed to four general regional categories: epicontinental (24 units), incorporated in an orogen (14), intramontane (4), and associated with allochthonous terranes (6). The basin area, defined here as the present area of outcrops or subcrops, ranges from 11 km² (Zgorzelec Basin) to 284,761 km² (Mesozoic Basin of the Polish Lowlands), with a mean of 27,290 km². Most of the described units (32) extend beyond the Polish territory into surrounding countries. Some basins (depending on the basement interpretation: 9–15) are developed directly on a crystalline basement. Majority of basins onlap earlier units, commonly due to reactivation of the pre-existing tectonic framework. A brief review of mechanisms that led to basin formation allowed the authors to ascribe the units to eight genetic categories: passive margin, fold-and-thrust belt, foreland, fore-arc, pull-apart, intracratonic, rift, and back-arc basins. In several instances of polygenetic (polyhistory) basins they were included to a category corresponding to the initial stage of basin development. The present study pinpoints some gaps in our knowledge of particular basins. Once filled, they may lead to changes in basin concepts and definitions, and also to their further subdivision or, conversely, unification.

Key words: sedimentary basin, geological regionalization, sedimentary fill, subsidence, structural plan, paleogeography.

SUMMARY

The sub-Quaternary sedimentary successions of Poland are included in 48 sedimentary basins ranging in age from Ediacaran to Pliocene. They occupy, often overlapping each other, almost whole area of Poland, except for small areas of the Sudetes Mountains and the Tatra Mountains, where the crystalline basement occurs at the surface or under Quaternary sediments. The determination of the basins has been based mainly on published data, including regional and cartographic studies, in many cases referring to the concept of units proposed earlier by various authors.

Each basin is briefly characterized in terms of its structural plan, age and nature of its sedimentary fill, regional extent, and outcrop area. The basins have been classified into four general regional types: epicontinental basins (24), basins incorporated in an orogen (14), intramontane basins (4), and basins associated with terranes (6). A brief interpretation of the basin origins and the controls on their termination are also given, citing relevant sources. Although these interpretations are general and (or) hypothetical in some cases, a preliminary genetic classification of the ba-

sins has been attempted, ascribing them to eight categories: passive margin, fold-and-thrust belt, foreland basin, fore-arc basin, pull-apart basin, intracratonic basin, rift basin, and back-arc basin.

The basins have been categorized into seven groups using a regional-stratigraphic criterion: extra-Sudetic Ediacaran basins (2 units), extra-Sudetic Early Paleozoic basins (6), basins of the Variscan Externides and their foreland (7), Sudetic basins of the Variscan Internides (11), Permian basins (10), extra-Carpathian Meso-Cenozoic basins (5), and Carpathian basins (7). This subdivision is arbitrary to a certain extent, as some of the Variscan Internides basins (the Głucholązy and Strzelin basins) formally belong to the outer orogenic belt. Moreover, the stratigraphic affiliation of the basins does not always strictly coincide with the age of their sedimentary fill, but only reflects the main phase of sedimentation. This is the case, for example, of the Permian basins, which may comprise the uppermost Pennsylvanian (Gzhehlian), and the Mesozoic Basin of the Polish Lowlands, which includes the Early Paleocene sedimentation phase.

These basins are characterized by very different outcrop and subcrop areas, ranging in size from 11 km² (Zgorzelec Basin) to 284,761 km² (Mesozoic Basin of the Polish Lowlands), with an average of 27,290 km². Only 16 basins are located entirely within the area of Poland, the others being part of larger units extending into neighbouring countries and even further afield. The “purely Polish” units include the Devonian–Carboniferous extra-Sudetic basins: the Łysogóry and Małopolska basins, the Sudetic basins: the Bardo, Bożków, Głuchołazy, Sowie Mountains, Strzelin and Świebodzice basins, the Permian basins: the Liplas–Tarnawa, Sławków, Eastern Fore-Sudetic, Pniewy–Książ Wielkopolski, Słupsk and Podlasie basins, as well as the Cretaceous Opole and the Neogene Nowy Sącz basins.

There are 9–15 basins that formed directly on the crystalline basement of various ages (depending on the interpretation of some Sudetic basins, whose basement is poorly explored); the rest developed on a sedimentary substrate (superimposed or successor basins). In the latter case, some of the basins formed successively within a similar tectonic and/or paleogeographic framework.

A generalization has been applied to the basins of fold-and-thrust belts (Variscan Externides – Moravian-Silesian-Wielkopolska, Outer Carpathians, Pieniny Klippen Belt, Tatra Mountains), whose component basins are not defined here. The reason for this is the complex structure of listed units, resulting in their insufficient recognition and lack of data, allowing only hypothetical models of basin architecture. It is hoped that future research will lead to unambiguous and objective identification of the original sedimentary basins that have undergone fold-and-thrust deformation.

In many aspects, the Sudetic basins represent a separate, the most difficult case in terms of distinguishing sedimentary basins in Poland. The reason is a significant degree of tectonic deformation and metamorphism obliterating the original sedimentary architecture of majority of the basins. Most of their boundaries, which are shown in this catalogue (Fig. 5), have little in common with the original boundaries of sedimentary basins and their paleogeographic and tectonic frameworks, with the exception of the Central Sudetic and North Sudetic basins. They run along tectonic sutures separating allochthonous terranes, displaced and deformed during the processes of continental collision that led to the formation of the Variscan orogen. Nevertheless, it has been decided to include these fragmentarily preserved basins in this catalogue because of their specific, decipherable stratigraphic record, and with the hope that future studies will allow a more precise definition of these units – perhaps with significant modifications to the version presented herein.

Irrespective of emphasizing the need for further studies on the origin of the described basins, the analysis carried out for the purpose of this catalogue revealed cases of units insufficiently defined cartographically (*e.g.* in the Sudetes Mountains). There is also a possibility to distinguish, as new data become available, new units – either by subdividing the previously distinguished generalized units, or by defining new ones (*e.g.* within the Proterozoic cover of the East European Platform).

Translated by Krzysztof Leszczyński

Indeks basenów

B

basen bałtycki 21, 22, **23**, 27, 35, 59, 64
basen bardzki **39**, 40, 81
basen bożkowski 39, **40**, 81
basen głuchołaski 30, 36, **40**, 41, 45, 81
basen kaczawski **41**, 42, 43
basen Liplas–Tarnawa **55**
basen łużycki **42**, 43, 48
basen nowosądecki 70, **79**, 81
basen opolski 62, 64, **66**, 81
basen orawsko-nowotarski 70, **78**
basen Pniewy–Książ Wielkopolski **53**, 56, 57, 81
basen podhalański 70, 71, **74**, 78
basen podlaski 50, **57**, 58, 81
basen podlasko-lubelski 21, **22**, 23, 27, 30, 57
basen pomorski 31, **35**
basen przedkarpacki 25, 63, 64, 69, 70, **77**, 78
basen Sławkowa **54**, 81
basen słupecki 50, 57, **58**, 59, 81
basen sowiogórski **44**, 81
basen strzeliński 30, 36, **45**, 81
basen śródsudecki 38, 40, 41, 44, **45**, 46, 47
basen świebodzicki 41, 44, 45, **47**, 81
basen warmiński 50, 58, **59**
basen zgorzelecki 42, **48**, 81
basen Zielona Góra–Borzęcin **52**, 56, 57
baseny eksternidów waryscyjskich 27, 28, 29, 30, 32, **36**, 66
baseny Karpat zewnętrznych 70, **75**, 76, 78, 80
baseny pienińskie 70, 71, **72**, 73, 74, 77, 78
baseny tatrzańskie 70, **71**, 74

C

centralny basen czerwonego spągowca górnego 50, **56**, 58,
59, 64

D

dewoński basen lubelski 22, **30**
dewońsko-karboński basen górnośląski 25, **32**, 36, 37, 54
dewońsko-karboński basen łysogórski **34**, 81
dewońsko-karboński basen małopolski **33**, 81

E

ediakarski basen górnośląski **19**, 25
ediakarski basen małopolski **20**, 25

K

karboński basen płocko-lubelski 30, **31**
kredowy basen północnosudecki 43, **68**
kredowy basen śródsudecki **67**

M

mezozoiczny basen Niżu Polskiego 62, **64**, 66, 68, 71, 81

P

paleogeńsko-neogeński basen Niżu Polskiego 62, 63, **69**
paleozoiczny basen północnosudecki **43**, 60, 68
polski basen cechsztyński 50, **60**, 61, 64

W

wczesnopaleozoiczny basen bloku górnośląskiego **24**
wczesnopaleozoiczny basen bloku łysogórskiego **27**, 34
wczesnopaleozoiczny basen bloku małopolskiego **25**, 27, 33
wczesnopaleozoiczny basen bloku pomorskiego **28**
wschodni basen przedsudecki **51**, 57, 66, 81

DODATEK
APPENDIX

Zestawienie podstawowych cech basenów sedymentacyjnych Polski
Essential characteristics of the sedimentary basins in Poland

BASENY (autorzy opisów) BASINS (authors of descriptions)	WIEK AGE	PLAN STRUKTURALNY STRUCTURAL PLAN	OGÓLNY CHARAKTER GENERAL REGIONAL TYPES	TYP GENETYCZNY** GENETIC CLASSIFICATION**
Pozasudeckie baseny ediacarskie Extra-Sudetic Ediacaran basins				
Ediacarski basen górnośląski (MN) Ediacaran Upper Silesian Basin	ediakar Ediacaran	podkambryjski sub-Cambrian	związany z terranem associated with terranes	przedgórski foreland
Ediacarski basen małopolski (MN) Ediacaran Małopolska Basin	ediakar Ediacaran	podkambryjski sub-Cambrian	związany z terranem associated with terranes	przedgórski foreland
Pozasudeckie baseny wczesnopaleozoiczne Extra-Sudetic Early Paleozoic basins				
Basen podlasko-lubelski (JP, MN) Podlaskie-Lublin Basin	ediakar–najwcześniejszy dewon Ediacaran–earliest Devonian	poddewoński sub-Devonian	epikontynentalny epicontinental	ryftowy rift
Basen bałtycki (JP, MN) Baltic Basin	ediakar–dewon Ediacaran–Devonian	podpermski sub-Permian	epikontynentalny epicontinental	ryftowy rift
Wczesnopaleozoiczny basen bloku górnośląskiego (MN) Early Paleozoic Upper Silesian Block Basin	kamb–ordowik Cambrian–Ordovician	poddewoński sub-Devonian	związany z terranem associated with terranes	śródkratoniczny (obrzeże pasywne?) intracontinental (passive margin?)
Wczesnopaleozoiczny basen bloku małopolskiego (MN) Early Paleozoic Małopolska Block Basin	kamb–późny sylur Cambrian–Late Silurian	poddewoński sub-Devonian	związany z terranem associated with terranes	obrzeże pasywne passive margin
Wczesnopaleozoiczny basen bloku łysogórskiego (MN) Early Paleozoic Łysogóry Block Basin	kamb–śr.–najwcześniejszy dewon Middle Cambrian–earliest Devonian	poddewoński sub-Devonian	związany z terranem associated with terranes	obrzeże pasywne passive margin
Wczesnopaleozoiczny basen bloku pomorskiego (MN) Early Paleozoic Pomeranian Block Basin	ordowik–późny sylur Middle Ordovician–Late Silurian	poddewoński sub-Devonian	związany z terranem associated with terranes	obrzeże pasywne passive margin
Ekstremidowy waryscyjskie i przedpole waryscyjskie Basins of the Variscan Externides and their foreland				
Dewoński basen lubelski (MN) Devonian Lublin Basin	dewon Devonian	podkarboński sub-Carboniferous	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny intracontinental
Karboński basen płocko-lubelski (MN) Plock-Lublin Carboniferous Basin	późny wizen (turnej?)–późny westfal Late Viséan (Tournaisian?)–Late Westphalian	podpermski sub-Permian	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny intracontinental
Dewońsko-karboński basen górnośląski (MN) Devonian-Carboniferous Upper Silesian Basin	wczesny dewon–późny karbon Early Devonian–Late Carboniferous	podpermski sub-Permian	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny intracontinental
Dewońsko-karboński basen małopolski (MN) Devonian-Carboniferous Małopolska Basin	wczesny dewon–wczesny karbon Early Devonian–Early Carboniferous	podpermski sub-Permian	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny intracontinental
Dewońsko-karboński basen łysogórski (MN) Devonian-Carboniferous Łysogóry Basin	wczesny dewon–missisip Early Devonian–Mississippian	podpermski sub-Permian	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny intracontinental
Basen pomorski (MN) Pomeranian Basin	dewon–późny karbon Middle Devonian–Late Carboniferous	podpermski sub-Permian	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny intracontinental
Baseny ekstremidów waryscyjskich (MN) Variscan Externides basins	?późny dewon–westfal ?Late Devonian–Westphalian	podpermski sub-Permian	włączone w górotwór incorporated in an orogen	pasmo fałdowo-nasuweże fold-and-thrust belt

BASENY (autorzy opisów*) BASINS (authors of descriptions*)	WIEK AGE	PLAN STRUKTURALNY STRUCTURAL PLAN	OGÓLNY CHARAKTER GENERAL REGIONAL TYPES	TYP GENETYCZNY** GENETIC CLASSIFICATION**
Baseny sudeckie internidów wartyjskich*** Sudetic basins of the Variscan Internides****				
Basen bardzki (ZC) Bardo Basin	ordowik–missisip Ordovician–Mississippian	podpermski sub-Permian	włączony w górotwór incorporated in an orogen	obrzeże pasywne passive margin
Basen bozkowski (ZC) Bozków Basin	?wczesny–środkowy dewon ?Early–Middle Devonian	podpermski sub-Permian	włączony w górotwór incorporated in an orogen	obrzeże pasywne passive margin
Basen głuchotański (ZC) Głucholazy Basin	dewon Devonian	podpermski sub-Permian	włączony w górotwór incorporated in an orogen	załukowy back-arc
Basen kaczawski (ZC) Kaczawa Basin	kambry–?missisip Cambrian–?Mississippian	podpermski sub-Permian	włączony w górotwór incorporated in an orogen	ryftowy rift
Basen lużycki (ZC) Lusatian Basin	ediakar Ediacaran	podpermski sub-Permian	włączony w górotwór incorporated in an orogen	przedlukowy? fore-arc?
Paleozoiczny basen północnosudecki (ZC, HK) Paleozoic North Sudetic Basin	pensylwan–późny perm Pennsylvanian–Late Permian	podcechsztyński sub-Zechstein	śródgórski intraomnate	pull-apart
Basen sowiogórski (ZC) Sowie Góry Basin	późny wizen i (lub) namur C Late Visian and/or Namurian C	podpermski sub-Permian	włączony w górotwór incorporated in an orogen	pull-apart?
Basen strzeliński (ZC) Strzelin Basin	wczesny–?środkowy dewon Early–?Middle Devonian	podpermski sub-Permian	włączony w górotwór incorporated in an orogen	załukowy? back-arc?
Basen śródsudecki (ZC) Intra-Sudetic Basin	missisip–wczesny trias Mississippian–Early Triassic	podkredowy sub-Cretaceous	śródgórski intraomnate	pull-apart
Basen świebodziecki (ZC) Świebodzice Basin	missisip Mississippian	podpermski sub-Permian	włączony w górotwór incorporated in an orogen	pull-apart
Basen zgorzelecki (ZC) Zgorzelec Basin	missisip Mississippian	podpermski sub-Permian	włączony w górotwór incorporated in an orogen	przedlukowy? (pryzma akrecyjna) fore-arc? (accretionary prism)
Baseny permskie Permian basins				
Wschodni basen przed-sudecki (HK) Eastern Fore-Sudetic Basin	cisural–gwadelup Cisuralian–Guadalupian	podmezozoiczny sub-Mesozoic	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny intracontinental
Basen Zielona Góra–Borzęcin (HK) Zielona Góra–Borzęcin Basin	gżel–wczesny perm Gzhelian–Early Permian	podcechsztyński sub-Zechstein	epikontynentalny epicontinental	pull-apart
Basen Pniewy–Książ Wielkopolski (HK) Pniewy–Książ Wielkopolski Basin	gżel–wczesny perm Gzhelian–Early Permian	podcechsztyński sub-Zechstein	epikontynentalny epicontinental	pull-apart
Basen Sławkowa (HK) Sławków Basin	perm Permian	podmezozoiczny sub-Mesozoic	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny (pull-apart?) intracontinental (pull-apart?)
Basen Lipias–Tarnawa (HK) Liplas–Tarnawa Basin	perm–?wczesny trias Permian–?Early Triassic	podmezozoiczny sub-Mesozoic	epikontynentalny epicontinental	pull-apart
Centralny basen czerwonego spągowca górnego (HK) Central Upper Rotliegend Basin	perm środkowy–późny Middle–Late Permian	podcechsztyński sub-Zechstein	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny intracontinental
Basen podlaski (HK) Podlasie Basin	późny perm Late Permian	podcechsztyński sub-Zechstein	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny intracontinental

BASENY (autorzy opisów*) BASINS (authors of descriptions*)	WIEK AGE	PLAN STRUKTURALNY STRUCTURAL PLAN	OGÓLNY CHARAKTER GENERAL REGIONAL TYPES	TYP GENETYCZNY** GENETIC CLASSIFICATION**
Basen słupski (HK) Słupsk Basin	późny perm Late Permian	podcechsztyński sub-Zechstein	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny intracontinental
Basen warmiński (HK) Warmia Basin	późny perm Late Permian	podcechsztyński sub-Zechstein	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny intracontinental
Poliski basen cechsztyński (TP) Polish Zechstein Basin	wuczapsing–czangsing Wuchapingian–Changhsingian	podmezozoiczny sub-Mesozoic	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny intracontinental
Baseny mezo-kenozoiczne pozakarpackie Extra-Carpathian Meso-Cenozoic basins				
Mezozoiczny basen Niżu Polskiego (KL) Mesozoic Polish Lowlands Basin	wczesny trias–wczesny paleocen Early Triassic–Early Paleocene	podkenozoiczny sub-Cenozoic	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny intracontinental
Basen opolski (KL) Opole Basin	późna kreda Late Cretaceous	podkenozoiczny sub-Cenozoic	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny intracontinental
Kredowy basen śródsudecki (KL) Cretaceous Intra-Sudetic Basin	późna kreda Late Cretaceous	podkenozoiczny sub-Cenozoic	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny intracontinental
Kredowy basen północnosudecki (KL) Cretaceous North Sudetic Basin	późna kreda Late Cretaceous	podkenozoiczny sub-Cenozoic	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny intracontinental
Paleogeńsko-neogeński basen Niżu Polskiego (JK) Paleogene–Neogene Polish Lowlands Basin	paleogen–neogen Paleogene–Neogene	podczwartorzędowy sub-Quaternary	epikontynentalny epicontinental	śródkratoniczny intracontinental
Baseny karpackie Carpathian basins				
Baseny tatrzańskie (JG) Tatra basins	wczesny trias–późna kreda Early Triassic–Late Cretaceous	podkenozoiczny sub-Cenozoic	włączone w górotwór incorporated in an orogen	załukowe? (faldowo-nasuwcze?) back-arc? (fold-and-thrust?)
Baseny piennskie (JG, MK) Pieniny basins	wczesna jura–wczesny miocen Early Jurassic–Early Miocene	podczwartorzędowy sub-Quaternary	włączone w górotwór incorporated in an orogen	ryftowe? (faldowo-nasuwcze?) rift? (fold-and-thrust?)
Basen podhalański (JG) Podhale Basin	późny eocen–najpóźniejszy oligocen (najwcześniejszy miocen?) Late Eocene–latest Oligocene (earliest Miocene?)	podczwartorzędowy sub-Quaternary	włączone w górotwór incorporated in an orogen	przedlukowy fore-arc
Baseny Karpat zewnętrznych (JG, MK) Outer Carpathian basins	późna jura–wczesny miocen Late Jurassic–Early Miocene	podczwartorzędowy sub-Quaternary	włączone w górotwór incorporated in an orogen	ryftowe? (faldowo-nasuwcze?) rift? (fold-and-thrust?)
Basen przedkarpacki (MJ) Carpathian Foredeep Basin	miocen Miocene	podczwartorzędowy sub-Quaternary	epikontynentalny epicontinental	przedgórski foreland
Basen orawsko-nowotarski (JG) Orava–Nowy Targ Basin	miocen–plejstocen Miocene–Pleistocene	podczwartorzędowy sub-Quaternary	śródgórski intraorogene	pull-apart
Basen nowosądecki (JG) Nowy Sącz Basin	średniokwaternary–późny miocen Middle–Late Miocene	podczwartorzędowy sub-Quaternary	śródgórski intraorogene	pull-apart?

* HK – Hubert Kiersnowski, JG – Jacek Grabowski, JK – Jacek Kasinski, JP – Jolanta Paczeńska, KL – Krzysztof Leszczyński, MJ – Marek Jasionowski, MK – Michał Krobicki, MN – Marek Narkiewicz, TP – Tadeusz Peryt, ZC – Zbigniew Cymerman

** W przypadku basenów poligenetycznych – dotyczy etapu założenia basenu (wg klasyfikacji w pracy Evenicka, 2021 – por. rozdz. „Metodyka”)

In case of polygenetic basins – refers to the initial stage of basin formation (acc. to the classification by Evenick, 2021 – see the chapter on methodology)

*** Baseny strzeziński i głucholański formalnie należą do ekstermiów waryscyjskich

Formally, the Strzelin and Głucholazy basins are a part of the Variscan Externides

WSKAZÓWKI DLA AUTORÓW

W serii *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* są publikowane prace oryginalne i przeglądowe o charakterze monograficznym.

Opracowanie wraz z pismem przewodnim instytucji macierzystej autora oraz informacją o źródłach finansowania publikacji, wkładzie finansowym instytucji naukowo-badawczych, stowarzyszeń i innych podmiotów należy złożyć w jednym egzemplarzu wraz z wersją cyfrową w sekretariacie Działu Wydawnictw Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego. Złożenie pracy jest jednoznaczne z oświadczeniem autora, że dzieło jest oryginalne, nigdzie wcześniej niepublikowane i niezłożone do druku w innym wydawnictwie, skład zespołu autorskiego odzwierciedla rzeczywisty wkład pracy poszczególnych osób w procesie powstawania publikacji, a ostateczna wersja publikacji została przedłożona po uzgodnieniu ze wszystkimi autorami. Autorskie prawa majątkowe zostają przeniesione na wydawcę. Opracowania monograficzne publikowane w *Pracach* są recenzowane. Objętość artykułów (opracowań) przeznaczonych do druku w *Pracach* nie jest limitowana.

Wszyscy autorzy składanych prac są zobowiązani do podania stopnia naukowego, afiliacji instytucji macierzystej oraz aktualnego adresu zamieszkania, niezbędnego do zawarcia umowy autorskiej.

Artykuły nadesłane do redakcji, po wstępnym zaakceptowaniu, są przekazywane do recenzji. Recenzja wraz z uwagami redakcji jest udostępniana autorowi w celu dokonania koniecznych poprawek, w uzgodnionym terminie. Przekroczenie uzgodnionego terminu oznaczać będzie zmianę kolejności pozycji w tece redakcyjnej. Po zredagowaniu i złamaniu tekstu autor otrzymuje egzemplarz do korekty, który powinien być zwrócony do redakcji w ciągu dwóch tygodni. Poważne zmiany autorskie w tekście i na ilustracjach na etapie korekty nie będą akceptowane.

W celu usprawnienia prac redakcyjnych prosimy o przygotowanie tekstu i załączników zgodnie z poniższymi wskazówkami; prace nieodpowiadające wymaganiom redakcji będą zwracane autorom. Części pracy publikowane w języku angielskim, tzn. abstrakt, słowa kluczowe, streszczenie, tytuły ilustracji (figury i tablice fotograficzne) z objaśnieniami i tytuły tabel, należy dostarczyć w wersji angielskiej.

Przygotowanie tekstu. Tekst musi być dostarczony w wersji elektronicznej wraz z jedną kopią, wydrukowaną jednostronnie, z podwójnym odstępem między wierszami, 12-punktową czcionką (Times New Roman) i 4-centymetrowym marginesem z lewej strony. Akapity powinny być wyrównane do lewej strony (niejustowane), należy wyłączyć opcję dzielenia wyrazów, nie stosować wcięć akapitowych, wypośrodkowań ustawianych spacjami.

Na marginesach należy zaznaczyć miejsca włamania figur oraz hierarchię tytułów, uwzględniając co najwyżej trzy stopnie. Wszystkie jednostki miar podawać w systemie SI. Cytowane pozycje literatury umieszczać w nawiasach, podając nazwisko i rok wydania, np. (Kowalski, 1998).

Tekst, objaśnienia do ilustracji i tabele należy zapisać w osobnych plikach. Format zapisu – MS Word.

Prosimy o umieszczanie na etykiecie nośnika następujących informacji: nazwisko autora, tytuł pracy, nazwa i wersja edytora tekstu, programu graficznego i ewentualnie nazwy programu kompresującego

Abstrakt. Abstrakt, nieprzekraczający 200 słów, publikowany jest w języku polskim i angielskim. Powinien zwięźle przedstawiać metody, wyniki badań i wnioski.

Słowa kluczowe. Należy podać 5–7 słów kluczowych opisujących tematykę pracy.

Streszczenie. Streszczenie w języku angielskim nie powinno przekraczać 10% objętości całej pracy.

Literatura cytowana. Spis literatury, ułożony alfabetycznie, powinien zawierać tylko prace publikowane, cytowane w tekście, w objaśnieniach do ilustracji i w tabelach. Skróty nazw czasopism i serii wydawniczych należy podawać zgodnie z *Bibliografią geologiczną Polski* i formalnymi wymogami redakcji. Przykłady:

KONDRACKI J., 1998 — Geografia regionalna Polski. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

MALEC J., 1993 — Upper Silurian and Lower Devonian in the western Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, **37**, 4: 501–536.

WAGNER R., 1987a — Stratigraphy of the uppermost Zechstein in north-western Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth. Sc.*, **35**, 3: 265–273.

WAGNER R., 1987b — Stratygrafia i rozwój sedymentacji. Cechsztyń. *W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża* (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, **119**: 64–81.

Uwaga: dla książek należy bezwzględnie podać wydawcę i miejsce wydania. Pozycje literatury w alfabetach cyrylickich muszą być podane w w transkrypcji na alfabet łaciński.

Ilustracje. Figury (rysunki) i fotografie wraz z kopią należy dostarczyć w wersji elektronicznej (programy graficzne CorelDraw lub Adobe Illustrator; w przypadku stosowania innych programów należy zapisać rysunki w formacie wektorowym Windows Metafile – WMF lub innym umożliwiającym import do ww. programów) wraz z wydrukiem. Grafikę rastrową (obrazy skanowane) należy zapisać w jednym z następujących formatów: TIFF, PCX, CPT, BMP, JPG. Rozdzielczość zeskanowanych fotografii kolorowych powinna wynosić minimum 300 dpi, fotografii czarno-białych co najmniej 600 dpi, czarno-białych rysunków (liniowych) 1200 dpi.

Kolorowe ilustracje prosimy załączać tylko w uzasadnionych przypadkach, tzn. kiedy kolor jest jedynym sposobem efektywnego wyrażenia zagadnienia. Autorzy są zobowiązani do partycypowania w kosztach druku kolorowych załączników.

Ilustracje powinny być przekazywane w takich wymiarach, aby po zmniejszeniu zmieściły się na kolumnę 175×245 mm. Stopień zmniejszenia przyjmuje się od 30 do 50%. Rysunki nie mogą zawierać zbędnych szczegółów, wielkość opisów po zmniejszeniu nie może być mniejsza niż 1 mm. Na mapach i przekrojach należy umieścić skalę liniową. Objaśnienia figur w języku polskim i angielskim prosimy umieszczać pod rysunkiem (nie stosować kostek z numeracją).

Tabele. Tabele muszą być zapisane w oddzielnym pliku, w formacie MS Word lub Excel (maksymalny format A4).

W przypadku wątpliwości co do formalnych wymagań, autorzy są proszeni o bezpośredni kontakt i konsultację z Działem Wydawnictw Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego.