

JURAND WOJEWODA

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski

*Żeby kogoś obdarować, nie zawsze trzeba dawać.
Czasem wystarczy nie zabierać...*

Paleogeografia Dolnego Śląska

Inspiracja

Artykuł ten powstał w czasie globalnej zarazy. W czasie, kiedy albo ktoś nam, albo sami sobie narzuciliśmy izolację. Może zostaliśmy odcięci od osób, z którymi pragnęliśmy być razem, a może od innych światów, krajobrazów, klimatów, środowisk, smaków i zapachów, czyli – od szeroko pojętej Przyrody naszej planety. Ale był to też czas inspiracji. Czas, kiedy uświadomiłem sobie, jak blisko nas, dzisiaj i cały czas, istnieją „zamarłe” w zapisie geologicznym światy porównywalne z tymi, które tak chcemy poznać lub do których tęsknimy. Zadaniem geologii i geologów, w szczególności mojej specjalności (sedymentologii i analizy basenowej), jest między innymi ich opis i zrozumienie. Również przybliżenie innym. Nie jest to trudne zadanie, ale od zainteresowanych wymaga zapoznania się z podstawowymi regułami i językiem geologii. Właśnie taką mam intencję i przekonanie, że warto dowiedzieć się, jak blisko nas znajdują się zapisane w skałach odpowiedniki niemal wszystkich znanych obecnie miejsc we współczesnym świecie. To taki zapis historii Ziemi w pigułce. Zapis w skałach Sudetów, a szerzej – Dolnego Śląska...

Wstęp

Pojęcia podstawowe

Przestrzeń i czas geologiczny

Słowo paleogeografia ma dwa znaczenia (analogicznie do geografii). Pierwsze odnosi się do działu geologii, a konkretnie geologii historycznej, która zajmuje się

ewolucją budowy geologicznej konkretnego obszaru lub całej powierzchni Ziemi w czasie geologicznym. Drugie znaczenie dotyczy stanu konkretnego obszaru lub całej powierzchni Ziemi w konkretnej „chwili” rozwoju naszej planety. Oczywiście, to, co w życiu naszej planety potocznie nazywamy „chwilą”, może być *de facto* różnym co do długości odcinkiem czasu geologicznego (np. wieku, epoki lub okresu). Szersze omówienie pojęć przestrzeni i czasu geologicznego Czytelnik znajdzie w innych artykułach tej serii (Wojewoda 2015 i 2018)^{1,2}. Rekonstrukcje paleogeograficzne muszą wynikać z następującej przesłanki metodologicznej – muszą być **przestrzennym zestawieniem równowiekowych zjawisk geologicznych (obiektów, cech i wartości) w zachowaniu ich najbardziej prawdopodobnych wzajemnych relacji przestrzennych (konfiguracji), w nawiązaniu do współczesnych lub dawnych współrzędnych geograficznych (paleogeograficznych)**. Oczywiście równowiekowość zjawisk geologicznych odnosi się do przyjętego

¹ Czas geologiczny rozpoczyna się w momencie powstania Ziemi, czyli ok. 4,543 mld lat temu. Wszystkie inne cezury i zdarzenia przyrodnicze na Ziemi odnoszą się do tego momentu, w tym również podział czasu geologicznego (chronostratygrafia). W przypadku czasu geologicznego, poza jednostkami fizycznymi układu SI (sekunda i pochodne), używamy również innych, tzw. pomocniczych jednostek przydatnych do pomiaru upływu czasu. Minuta (60 s) i godzina (3600 s) to niezwykle przydatne jednostki, wywodzące się z tzw. układu sześćdziesiątkowego, bardzo przydatne w pomiarze czasu trwania zdarzeń. Doba oraz rok to tzw. jednostki astronomiczne, przydatne z kolei w ocenie krótko- i średnioterminowych procesów cyklicznych. Wreszcie wiek, epoka, okres czy era to tzw. jednostki geochronologiczne, służące do podziału czasu geologicznego na dłuższe trwające okresy.

² Rozpoznając przestrzenne zjawiska lub procesy geologiczne, na ogół w sposób intuicyjny odnosimy się do przestrzeni, w której one występują lub zachodzą. A to właśnie przestrzeni geologicznej te dwie kategorie są ściśle przypisane, a od jej właściwości niemal całkowicie są uzależnione. Przestrzeń geologiczną definiujemy pośrednio poprzez jej właściwości powszechne, czyli takie, które w identyczny sposób dotyczą każdego miejsca w obrębie Ziemi (w tym na jej powierzchni), i które muszą wynikać z powszechnych i niezmiennających się lokalnie (przynajmniej w krótkim czasie) cech budowy i procesów planetarnych. Do takich, zgodnie z aktualną wiedzą geologiczną, można zaliczyć: (A) sferyczno-elipsoidalną (w przybliżeniu) powierzchnię, (B) warstwową budowę (z uwagi ma mechaniczne właściwości materii, por. Petricca i inni 2015, 2018; Chalot-Prat i inni 2017), (C) powszechną grawitację i skierowaną (w przybliżeniu) do geometrycznego środka planety siłę ciężkości, (D) stały (cykliczny) ruch wirowy wokół własnej osi (por. Doglioni i inni 2015; Cuffaro i Doglioni 2017; Ficini i inni 2019; Vagnone i inni 2020) oraz (E) względnie stały (cykliczny) ruch orbitalny naszej planety wokół Słońca i Księżyca wokół Ziemi (Zaccagnino i inni 2020). Opór pływowy na powierzchni Ziemi wynika m.in. z faktu, że Ziemia obraca się na wschód około 28 razy szybciej niż Księżyc obiega naszą planetę, i tym samym wybrzuszenie pływowe jest opóźnione (~0,1–0,3°?) w stosunku do wyrównania grawitacyjnego między dwoma ciałami niebieskimi. Opóźnienie wywołuje nieelastyczny składnik budowy naszej planety, czyli skorupa. Wybrzuszenie geoidy daje efekt „nadmiaru masy”, która wraz z szybszym obrotem generuje skierowany na zachód moment obrotowy na litosferze, który jest dodatkowo korygowany przez składowe harmoniczne pływów. Powstająca w ten sposób niezerowa pozioma składowa oporu pływowego, kontroluje prędkość płyt. Wyraźnie dłuższy „zachodni” wektor przemieszczenia poziomego generuje reziduum popływowo o wartości od 10 do 100 mm (?) (wg. Riguzzi i inni 2010, 2018; Zaccagnino i inni 2020).

przedziału czasowego, dla którego wykonana jest konkretna rekonstrukcja. Jako synchroniczne, w rozumieniu czasu geologicznego, można traktować wyłącznie zjawiska będące efektem procesów „zdarzeniowych”, ale i w tym przypadku należy zawsze uwzględnić ich możliwe natężenie i prawdopodobny zasięg przestrzenny (por. Wojewoda 2015). Wiek „niezdarzeniowych” zjawisk geologicznych zawsze obarczony jest potencjalnym błędem wynikającym z zastosowanej metody pomiarowej.

Skala zjawisk i procesów geologicznych

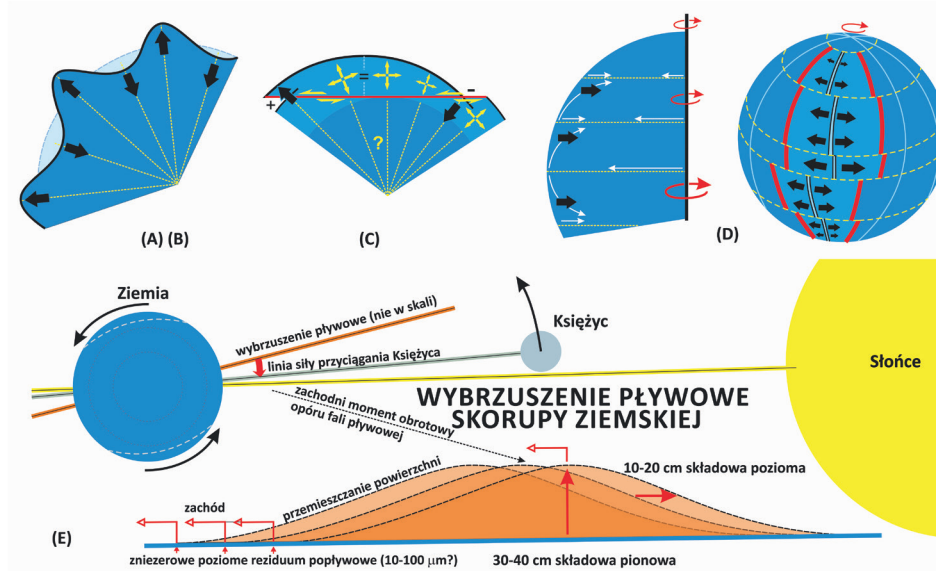
Opisy geograficzno-geomorfologiczne powierzchni Ziemi mają charakter hierarchiczny i wynikają wprost ze współczesnego rozmieszczenia kontynentów i oceanów (skala globalna), obszarów denudowanych, tranzytowych oraz depozycyjnych (skala ponadregionalna), środowisk lądowych i morskich (skala regionalna) i ich odmian (skala lokalna). Oczywiście specjalistyczne rozpoznanie i opis współczesnych zjawisk i procesów powierzchniowych (egzogenicznych) można prowadzić na jeszcze niższym poziomie (np. makro-, mezo-, czy mikrośrodowiskowym), jednak wszystkie te kategorie mieszczą się już w pojęciu „lokalny”.

Rozpoznanie paleogeograficzne z jednej strony nawiązuje do współczesnych relacji między strefami geograficzno-geomorfologicznymi, jako pewnego wzorca planetarnego dla przeszłości geologicznej (aktualizm geologiczny), ale – z drugiej strony – musi odnosić się także do charakteru, tempa oraz zasięgu przestrzennego procesów geologicznych (endogenicznych), które leżą u podstaw materialnego kształtowania powierzchni naszej planety. Tym samym rekonstrukcje paleogeograficzne również podlegają hierarchicznemu skalowaniu tychże.

Skala zjawisk geologicznych ma szczególne znaczenie w geologii, która jako dziedzina wiedzy obejmuje zagadnienia od mikroprzestrzeni po zjawiska i procesy planetarne. Trafne rozpoznanie skali badanych zjawisk i procesów pozwala na zastosowanie adekwatnych metod badawczych i wyciąganie logicznych wniosków. Niestety, dotychczas nie został opracowany jednolity pod względem kryteriów, ogólnie akceptowany, przydatny i jednoznaczny sposób klasyfikacji obiektów geologicznych, a skalowanie zjawisk jako takich ma charakter czysto umowny i intuicyjny.

I tak, tradycyjny podział na **mikro-**, **mezo-** oraz **makrozjawiska geologiczne** odnosi się zasadniczo bardziej do granic rozdzielczości metody badawczej niż do rozmiarów (wielkości) samych zjawisk. Rozróżnienie takie zwyczajowo odnosi się do tzw. metod mikroskopowych i submikroskopowych (skala MIKRO), tzw. metod opisu makroskopowego, czyli za pomocą naturalnych zmysłów bez stosowania narzędzi szczególnego wspomaganie (skala MEZO), oraz stosowania takich narzędzi, jak np. urządzeń zdalnej lub pośredniej obserwacji (skala MAKRO). Mezo- i makrozjawiska geologiczne mogą mieć różny zasięg przestrzenny w skali Ziemi. **Zasięg lokalny** mają zjawiska, które dają się dokładnie opisać (rozpoznać, zmierzyć, ocenić)

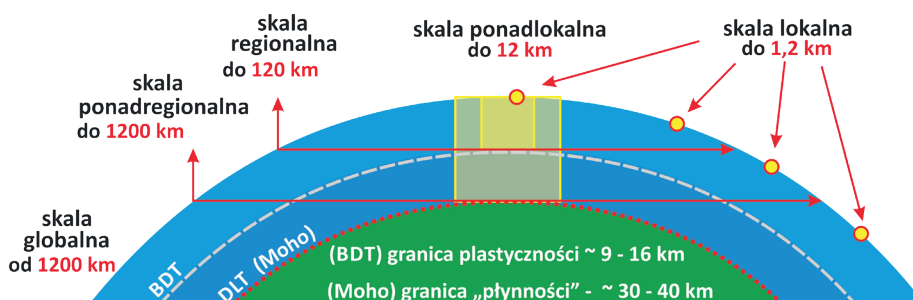
w skali nie wymagającej odwzorowania kartograficznego. **Zasięg ponadlokalny** i **regionalny** zjawisk oznacza konieczność ich udokumentowania przy zastosowaniu odwzorowania kartograficznego lub innego, które obejmuje zbiór zjawisk lokalnych na konkretnym obszarze, np. na obszarze regionalnej jednostki geologicznej. **Zasięg ponadregionalny** zjawisk oznacza, że ich rozpoznanie, udokumentowanie oraz wyjaśnienie wymaga zestawienia co najmniej kilku regionalnych dokumentacji, np. odwzorowań lub innej formy zestawienia danych. Wreszcie **zjawiska globalne** z definicji obejmują ogólnoplanetarne, ziemskie struktury geologiczne. Jednak wady powyższego podejścia często ujawniają się w indywidualnych przypadkach.



Il. 1. Właściwości powszechne i uniwersalne przestrzeni geologicznej: (A) sferyczno-elipsoidalną powierzchnią, (B) warstwową budową (z uwagi na mechaniczne właściwości materii), (C) powszechną grawitacją i skierowaną (w przybliżeniu) do geometrycznego środka planety siłą ciężkości, (D) stały (cykliczny) ruch wirowy wokół własnej osi (Scalera 2015, zmienione) oraz (E) względnie stały (cykliczny) ruch orbitalny naszej planety wokół Słońca (Zaccagnino i inni 2020, zmienione)

Dalej zaproponowany jest ilościowy schemat klasyfikacyjny, który wprost wynika z przedstawionych wcześniej cech budowy Ziemi i procesów planetarnych²⁾ (il. 1). I tak, w przypadku zjawisk i procesów lokalnych można nadal posilkować się wcześniej przytoczonym kryterium odwzorowania (il. 2). Z praktyki prac geologicznych za lokalne można uznać zjawiska o zasięgu do ok. 1,2 km (il. 2). Dla ponadlokalnych zjawisk i procesów geologicznych można uznać za uzasadnione przyjęcie wartości odpowiadającej głębokości występowania powierzchni BDT (ang. *brittle-ductile transition zone*, sensu Petricca i inni 2018), która zwykle mieści się na głębokości 9 i 16 km (średnio ok. 12 km). Ponieważ kryterium to opiera się na mechanicznych

właściwościach ośrodka skalnego, zatem jest zasadne, aby przyjąć jako moduł izometryczny fragment o zasięgu na powierzchni terenu również **12 km** (por. il. 2).



II. 2. Propozycja hierarchicznej klasyfikacji zjawisk geologicznych w zależności od ich zasięgu przestrzennego: lokalne do ~1,2 km, ponadlokalne do ~12 km, regionalne do ~120 km, ponadregionalne do ~1200 km i globalne ponad 1200 km. Jest to schemat poglądowy, który nie odwzorowuje geometrycznie skali (BDT – brittle-ductile transition zone, DLT – ductile-liquid zone, wg. Petricca i inni 2018)

Jednocześnie, z uwagi na sferyczność powierzchni Ziemi, BDT wyznacza zasięg wszelkich, niekoniecznie izometrycznych, bezpośrednich kruchych oddziaływań mechanicznych w skali regionalnej. Można z dużym zaufaniem uznać, że zasięg bezpośrednich kruchych regionalnych oddziaływań mieści się w granicach do **120 km** (por. il. 2).

Podobnie dotyczy to drugiej granicy reologicznej, którą wyznacza powierzchnia DLT (ang. ductile-liquid transition zone, sensu Petricca i inni 2018), czyli powierzchnia nieciągłości Moho. Występuje ona zwykle na głębokości między 30 i 40 km. Tym razem, również z uwagi na krzywiznę powierzchni Ziemi oraz grawitację, powierzchnia DLT wyznacza wprost zasięg ponadregionalny zjawisk w granicach do ok. **1200 km**. Wszystkie zjawiska geologiczne obszarowo większe należy uznać za zjawiska globalne (por. il. 2).

Wskaźniki paleogeograficzne

Rekonstrukcje paleogeograficzne, niezależnie od wielkości rekonstruowanego obszaru, wykonywane są w oparciu o zweryfikowane wskaźniki szeroko rozumianych warunków środowiskowych (1), z uwzględnieniem ich najbardziej wiarygodnego wieku geologicznego (2) i dostępnych przesłanek nt. ich pozycji geograficznej w przeszłości (3) oraz ew. wpływu procesów endogenicznych, głównie tektonicznych, na ich współczesne występowanie na powierzchni lub pod powierzchnią Ziemi (4). Jako obowiązującą dla rekonstrukcji paleogeograficznych przyjmuje się

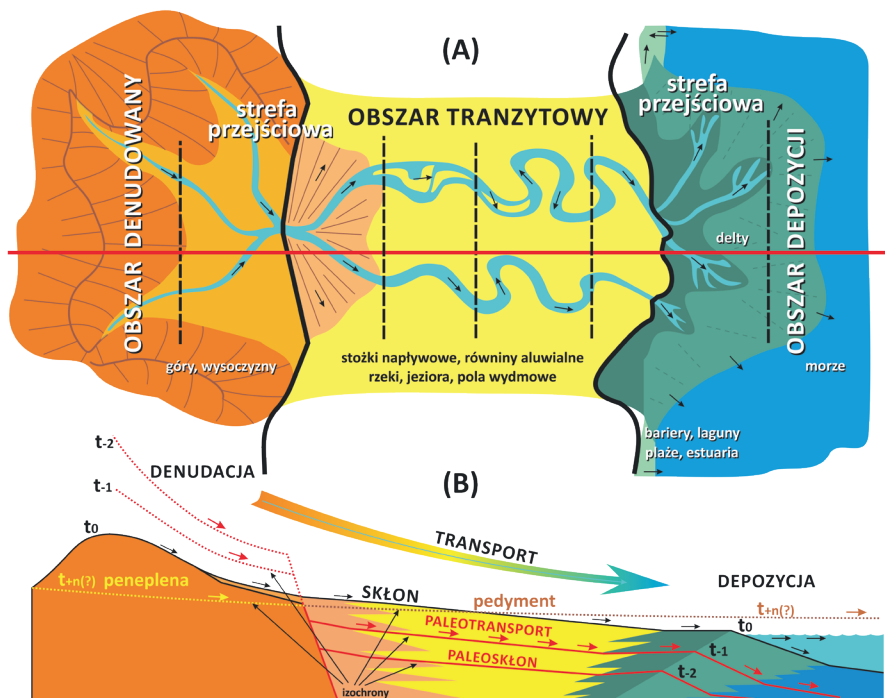
zasadę **aktualizmu geologicznego** (wywodzącą się z idei *uniformizmu przyrodniczego*), która głosi, że zasadnicze procesy fizyczne i chemiczne, jakie zachodziły w przeszłości na/w Ziemi, były takie same lub zbliżone do tych, jakie zachodzą współcześnie, a które możemy poznawać poprzez ich **monitoring** lub **symulację**. Ważnym, często nieartykułowanym uzupełnieniem tej zasady jest uznanie zjawisk oraz efektów konkretnych procesów współczesnych za analogiczne i wskaźnikowe dla procesów, jakie zachodziły w przeszłości geologicznej. Oczywiście, powyższą zasadę należy stosować rozumnie i ostrożnie. Zwłaszcza dotyczy to złożonych procesów ogólnosiłowiskowych, które z uwagi na swoją złożoność prawie nigdy nie są całkowicie ze sobą porównywalne. Wynika to chociażby z ewolucyjnych zmian, jakie mają miejsce na/w Ziemi (np. globalne zmiany geochemiczne atmosfery, składu wody morskiej, zmiany temperatury i aktywności Słońca czy wreszcie fakt pojawienia się na Ziemi życia i jego ewolucja).

Wskaźniki paleosiłowiskowe

Pod tym pojęciem rozumiemy zachowany zapis geologiczny dawnych **realiów topograficznych**, w tym zwłaszcza zachowane osady konkretnych siłowisk sedymentacji (ładowe, morskie), oraz **wskaźniki paleosiłonu** (np. kierunki paleoprzepływu wody, kierunki paleowiatrów, paleotransport materiału, czy kierunki zmian facjalnych w równowiekowych osadach, il. 3), **wskaźniki paleosiłowiczne** (paleotemperatury atmosfery i wody, wskaźniki opadów wody i śniegu, wskaźniki zamarzania, wskaźniki przesuszenia klimatu, temperatury), zachowane **wskaźniki życia biologicznego** (skamieniałości oraz ślady aktywności życiowej roślin i zwierząt), powierzchniowe lub przypowierzchniowe **wskaźniki procesów wulkanicznych** (np. potoki lawowe, pokrywy wulkanoklastyczne), **wskaźniki paleohydrogeologiczne** (np. krasowienie, wietrzenie chemiczne, kolmatacja) i inne.

Niemal wszystkie wymienione wyżej wskaźniki stanowią zapis w nowo powstających obiektach geologicznych – osadach i utworach wulkanogenicznych. Możliwość zachowania się tego zapisu geolodzy określają mianem **potencjału fosylizacyjnego**, co *de facto* oznacza prawdopodobieństwo zachowania się konkretnego zapisu w budowie geologicznej. Obszary, na których przeważa transport materiału osadowego, czyli tzw. **tranzytowe baseny sedymentacyjne**, to w przewadze siłowiska ładowe lub przejściowe (np. siłowiska przyskarpowe, ładowe równiny aluwialne, doliny rzeczne, jeziora oraz pustynie) charakteryzują się niewielkim/umiarkowanym potencjałem fosylizacyjnym (por. il. 3). Z definicji najwyższe prawdopodobieństwo zapisu geologicznego występuje na obszarach o przewadze depozycji, czyli w tzw. **basenach depozycyjnych**, które w przewadze są siłowiskami przejściowymi luborskimi (np. estuaria, laguny, bariery, plaże, delty i przede wszystkim wszelkie zbiorniki morskie, w szczególności te związane z oceanem światowym (por. il. 3)). Warto tu wspomnieć, że proces gromadzenia

się osadów (depozycja) trwa dopóki konkretny basen sedymentacyjny nie zostanie całkowicie wypełniony („zasypany”). Wtedy obszar depozycyjny staje się obszarem tranzytowym, a jego powierzchnia nabiera cech równi depozycyjnej, tworzące się na niej utwory noszą nazwę **pedymentu** (por. il. 3).

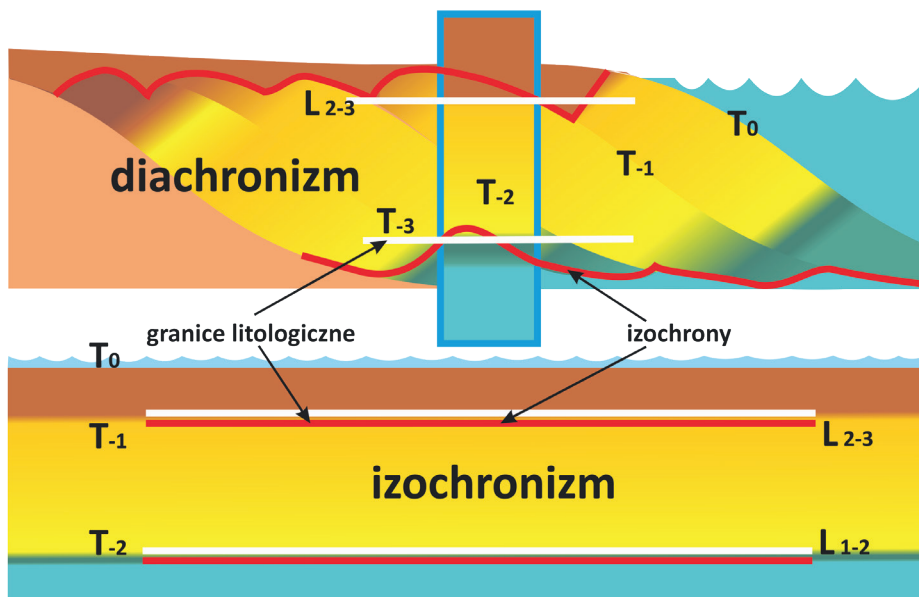


Il. 3. Schematyczne rozmieszczenie systemów środowiskowych na obszarach denudowanych, tranzytowych i depozycyjnych (A) oraz model (przekrój) odpowiadającego im zapisu geologicznego procesów sedymentacji (erozji, transportu i depozycji), w tym zapisu wzajemnych relacji przestrzenno-czasowych (B). Linie przerywane symbolizują przypuszczalne dawne lub przyszłe powierzchnie izochroniczne; strzałki pokazują współczesne (czarne) oraz dawne lub przyszłe (czerwone) kierunki przepływu wód powierzchniowych

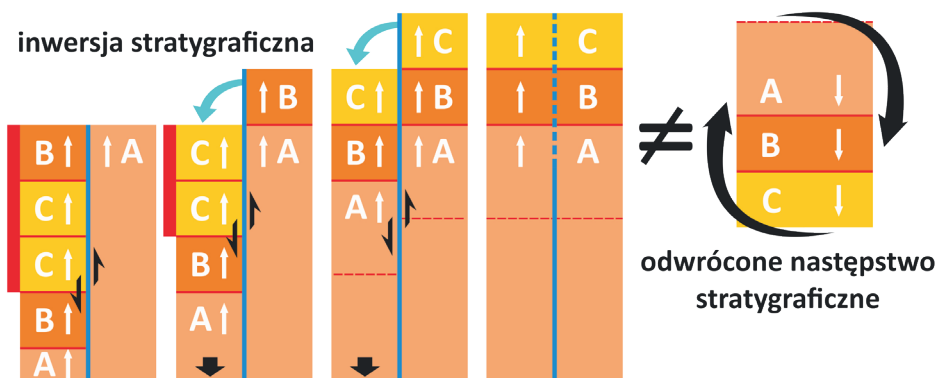
Odmienne zachowują się obszary, na których przeważają sedymentacyjne procesy erozji, korozji oraz wietrzenia mechanicznego, czyli tzw. **obszary denudowane** (por. il. 3). Obszary te, jako dostarczające materiał osadowy do basenów sedymentacyjnych, mogą mieć zachowane relikty ww. procesów. Jednym z takich wskaźników jest tworząca się synchronicznie z pedymetem w przyległych basenach (ponad) regionalna powierzchnia denudacyjna – **prawierównia** lub **peneplena** (por. il. 3). Podsumowując, każda obszarowo znacząca i dojrzała powierzchnia zrównania ma swoje dwa równoległe oblicza – peneplenę na obszarze denudowanym i równię depozycyjną w przyległym basenie.

Wiek geologiczny

Zagadnienie sposobu wyznaczania wieku utworów geologicznych autor omówił przy okazji rozważań o czasie geologicznym (Wojewoda 2015). Tu warto zwrócić uwagę na dwa zjawiska szczególnie istotne przy rekonstrukcjach paleogeograficznych, mianowicie na tzw. **diachronizm** formacji geologicznych (il. 4, por. il. 3) oraz proces/zjawisko **inwersji stratygraficznej** (il. 5). To ostatnie pojęcie często jest mylone



Il. 4. Diachronizm *versus* izochronizm – dwa różne rodzaje zależności przestrzenno-czasowych między granicami litologicznymi a wiekiem osadów

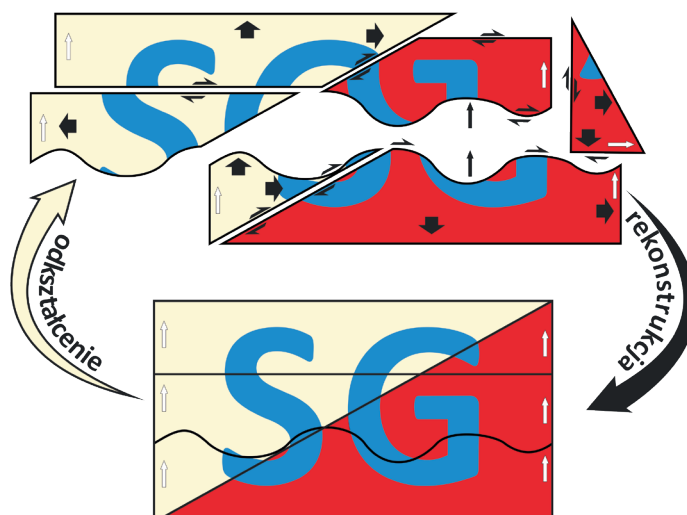


Il. 5. Inwersja stratygraficzna (spowodowana redepozycją osadów) *versus* odwrócone następstwo stratygraficzne (spowodowane odwróceniem sekwencji osadów w całości)

z **odwrotnym następstwem stratygraficznym**, które najczęściej jest efektem deformacji utworów skalnych, w tym ich rotacji i odwrócenia (il. 5). Przejawem takiego zjawiska, poza odwróceniem następstwa wiekowego utworów geologicznych, jest przede wszystkim odwrócenie w konkretnym miejscu **strzałki paleopionu** ku górze (por. il. 5). O znaczeniu poprawnego rozpoznania dawnych kierunków **górze-dół** (ang. *way up*) w zapisie geologicznym, w tym o wybranych wskaźnikach, Czytelnik więcej dowie się z wcześniejszych prac autora (Wojewoda 1992 i 2017).

Wskaźniki pozycjonujące

Do tej grupy należą wszelkie dane pozwalające na przyporządkowanie danemu obiektowi geologicznemu pozycji paleogeograficznej w momencie jego powstania, tzn. w nawiązaniu do dawnych współrzędnych biegunowych. Najczęściej wykorzystuje się w tym celu właściwości paleomagnetyczne skał, czyli ich pierwotną polaryzację magnetyczną (pozycjonowanie bezwzględne, globalne). Jednak równie ważne jest dopasowanie strukturalne fragmentów skorupy ziemskiej, które może być wykonywane w oparciu o zgodność **anizotropii strukturalnej**, **cechy szczególne bloków litosfery** lub **dopasowanie granic** (pozycjonowanie względne, ponad- i regionalne) (por. il. 6). Warto tutaj podkreślić, że na takich właśnie kryteriach bazowała globalna teoria „dryfu kontynentalnego” A. Wegenera (1915), a szerzej – rozpad tzw. superkontynentów **Rodinii** (na **Laurencję** i **Proto-Gondwanę**, ok. 750 Ma), czy **Pangei** (na **Laurazję** i **Godwanę**, ok. 135 Ma), a i później uformowanie się dzisiejszych kontynentów, czy ogólnie – płyty litosfery.



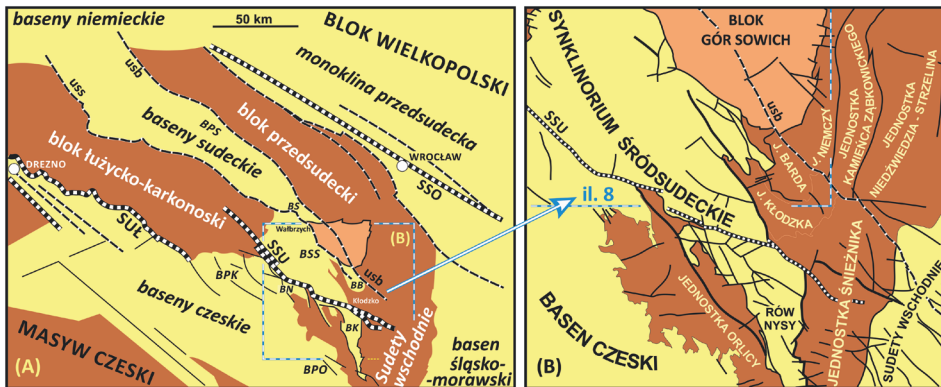
Il. 6. Model rekonstrukcji strukturalnej (np. paleogeograficznej) jako proces odwrotny do odkształcenia stanu pierwotnego

Jednak prawidłowe pozycjonowanie musi nawiązywać do realnych i możliwych procesów **transportu tektonicznego** w każdej skali, w tym do akceptowanych mechanizmów globalnych, czyli teorii geotektonicznych. Obecnie za obowiązującą, w tzw. **tektonicznym okresie** ewolucji naszej planety, uchodzi teoria **plyt litosfery**, przy czym ma ona dwa zasadniczo różniące się warianty. Pierwszy z nich, który często określa się mianem **nowej tektoniki pływ**, opiera się na założeniu stałych rozmiarów Ziemi. Drugi, przeciwnie, opiera się na przesłankach wzrostu rozmiarów Ziemi i nosi nazwę **teorii ekspansji Ziemi** (Koziar i Wojewoda 2002; Cwojdzński 2012; Maxlow 2005 i 2012; Ollier 2012; Scalera 2012; Koziar 2018 a, b). Trzeba podkreślić, że przy rekonstrukcjach paleogeograficznych w skali do regionalnej włącznie przyjęcie którejs z nich zasadniczo nie ma decydującego znaczenia na wynik. Jednocześnie, jako autor przedstawionych dalej rekonstrukcji, zdecydowanie bardziej skłaniam się do globalnego kontekstu paleogeograficznego, jaki stwarza teoria ekspansji Ziemi.

Gdy chodzi o lokalny i regionalny transport tektoniczny, rozumiany przede wszystkim jako względne przemieszczanie się **bloków skorupy** ziemskiej, ale również mechaniczny kontekst powstawania odkształceń w ich obrębie, szczególną rolę odgrywają **uskoki tektoniczne**, czyli powierzchnie, wzdłuż których bloki mogą się względnie przemieszczać. Dla rekonstrukcji paleogeograficznych największe znaczenie mają te uskoki, które wyznaczają ramy i granice dawnych/kolejnych basenów sedymentacyjnych i obszarów denudowanych, czyli tzw. **uskoki ramowe**. Szczególnie ważne dla uchwycenia zmian względnego pozycjonowania geograficznego ww. obszarów mają **uskoki przesuwcze**, zwłaszcza te o długoterminowym działaniu i wielokrotnie reaktywowane i pogrupowane w ponadregionalne **systemy uskokowe** (il. 7).

Wybrane schematy paleogeograficzne z przeszłości Dolnego Śląska

Przedstawione dalej schematy paleogeograficzne dotyczą kilku wybranych okresów w historii geologicznej obszaru dzisiejszych **Sudetów** – łańcucha górskiego, który stanowi północne obrzeżenie tzw. **masywu czeskiego** (il. 7). Dotyczą one w szczególności tzw. **Sudetów Środkowych**, gdzie zachował się najpełniejszy zapis procesów geologicznych, jakie w przeszłości miały tu miejsce na powierzchni ziemi. A to dzięki temu, że na obszarze tym występuje kilka tzw. regionalnych jednostek basenowych (**basenów sedymentacyjnych**), w których począwszy od przełomu karbonu i dewonu (*ca.* 359 Ma) przeważały transport i depozycja, a tym samym gromadziły się osady. W poszczególnych basenach sedymentacja odbywała się w różnych okresach, w sposób mniej lub bardziej ciągły.



II. 7. Obszary basenowe i masywy krystaliczne Sudetów (A) oraz główne regionalne jednostki geologiczne Sudetów Środkowych (B). Obszary basenowe: basen północnosudecki (BPS), basen śródsudecki (BSS), basen przedkarkonoski (BPK), basen świebodziński (BS), basen Nachodu (BN), basen kłodzki (BK), basen przeddorlicki (BPO); ponadregionalne strefy uskoku: strefa uskoku Odry (SUO), śródsudecka strefa uskoku (SSU), strefa uskoku Łaby (SUŁ); ważne uskoki regionalne: uskoku sudecki brzeźny (usb), uskoku śródsudecki (uss) (Wojewoda 2007, zmienione)

Z całą pewnością najważniejszym obszarem w Sudetach, tzn. największym i posiadającym najpełniejszy zapis stratygraficzny, jest tzw. **synklinorium śródsudeckie** (il. 8 i 9) (Wojewoda 2019 i 2020), które stanowi regionalną strukturę tektoniczną, zbudowaną ze skał, które w przeszłości były osadami (lub wulkanitami) różnowiekowych **basenów śródsudeckich** (il. 10). Rozwój synklinorium śródsudeckiego i jego pokrywy stanowi *de facto* najlepszy materialny zapis ewolucji Sudetów Środkowych i ich otoczenia. Dotyczy to zarówno ewolucji środowiskowej, jak i geodynamicznej Sudetów.

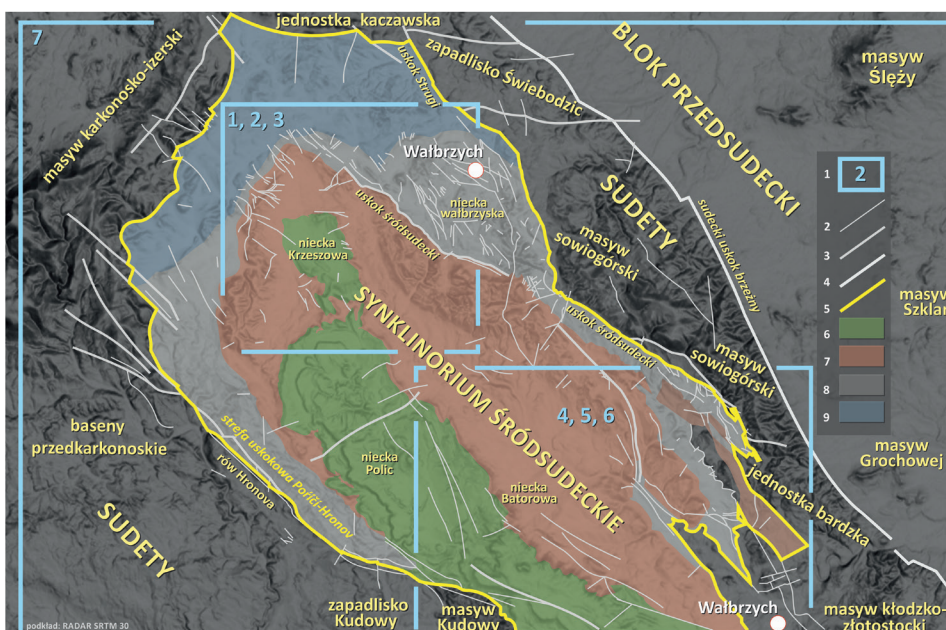
Dla potrzeb tego artykułu przedstawiam 7 wybranych rekonstrukcji paleośrodowiskowych, które dotyczą przypuszczalnych stanów krajobrazu oraz kontekstu klimatycznego w odniesieniu do 4 ważnych i udokumentowanych etapów rozwoju strukturalnego Sudetów. Łącznie ukazują one najważniejsze etapy rozwoju paleogeograficznego tej części Dolnego Śląska. Przedstawione dalej sytuacje należy traktować jako prawdopodobne i możliwe w przeszłości geologicznej. Rekonstrukcje oparte są na ekstensyjnym schemacie rozwoju strukturalnego Sudetów (Wojewoda 2003, 2007, 2008, 2009, 2011 b i 2019; Don i Wojewoda 2005; Wojewoda i Kowalski 2016; Wojewoda i inni 2016) (il. 10).

Rekonstrukcje paleogeograficzne wczesnego karbonu (missisip) (ca. 359–323 Ma)

Na przełomie dewonu i karbonu doszło do wielkiej przebudowy Ziemi, która w geologii historycznej nosi nazwę **orogenezy waryscyjskiej**. Wtedy właśnie uformowała się większość skał tworzących obecnie tzw. **fundament krystaliczny**

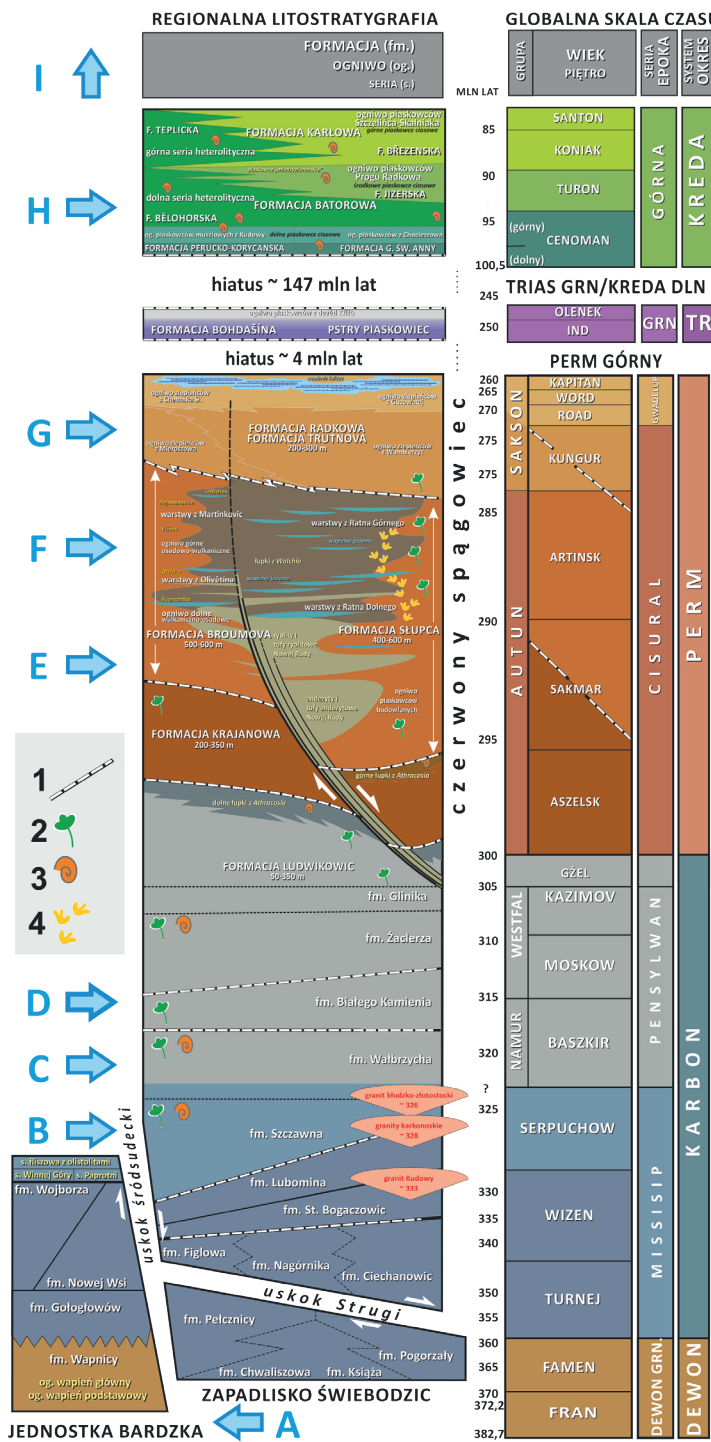
Sudetów. Ale również wtedy, powstawały grube pokrywy osadów, obecnie skał osadowych, zawierające liczne pokłady węgla, który do dzisiaj stanowi wielkie bogactwo naturalne Dolnego Śląska.

W późnym dewonie kończył się poprzedni, tzw. **kaledoński etap** rozwoju planety. Zrównany długotrwałą erozją dawny łąd, od czerwonego koloru wietrzejących skał i osadów nazywany **Oldredem**, został niemal w całości zalany ciepłymi wodami płytkich szelfowych lub śródlądowych mórz, w których osadzały się głównie osady wapienne. W miejscowości Dzikowiec k. Nowej Rudy oraz nieopodal Książa można napotkać resztki tych skał, które zachowały się jako relikty dawnej pokrywy osadowej (**seria Wapnicy**) lub otoczaki w młodszych, karbońskich zlepieńcach (**formacja Książa** oraz **formacje Pelcznicy** i **Pogorzały** w sąsiadującej z synklinorium śródsudeckim **jednostce basenowej Świebodzic**) (por. il. 7, 8 i 9).



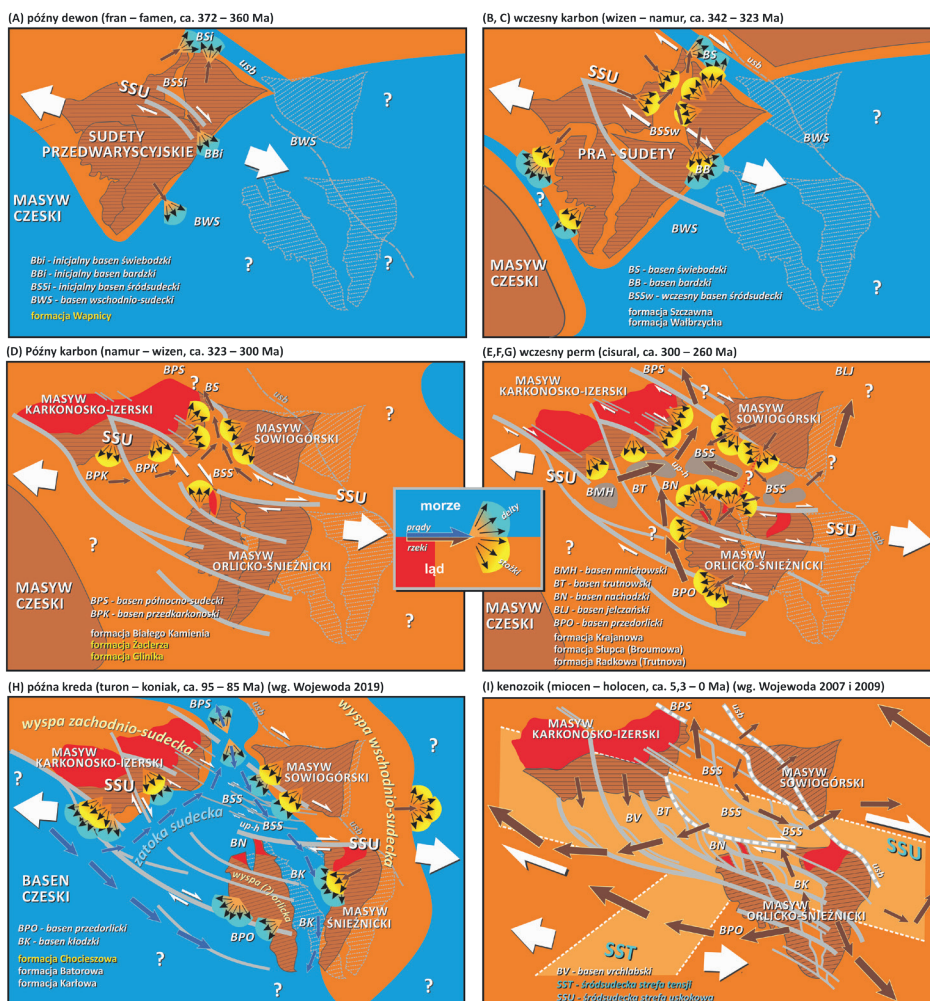
II. 8. Schematyczna mapa geologiczna synklinorium śródsudeckiego. Objasnienia symboli: (1) obszary rekonstrukcji paleogeograficzno-środowiskowych (A-G), (2) uskoki lokalne, (3) uskoki ponadlokalne, (4) regionalne, (5) uskoki ramowe, (6) utwory górnej kredy, (7) utwory dolnego permu, (8) utwory górnego karbonu, (9) utwory dolnego karbonu (wg Wojewoda 2019, zmienione)

Łąd Oldredu, wskutek globalnej aktywności geodynamicznej Ziemi, w czasie tzw. **fazy bretońskiej** „rozpadł się” na mniejsze fragmenty, pomiędzy którymi powstały **baseny morskie** (a nawet oceaniczne) i w których rozpoczęła się depozycja. Na obszarach nowo uformowanych łądów rozpoczął się kolejny, **powaryscyjski etap** wietrzenia i erozji. Sukcesywnie były denudowane coraz starsze utwory poprzedniego etapu. Jako pierwsze były niszczone najmłodsze skały wapienne.



II. 9. Profil litostratygiczny i wiek utworów osadowych oraz wulkanitów na obszarze synklinorium srodsudeckiego (bez utworów kenozoiku). Objasnienia symboli: (1) powierzchnie niezgodności, (2) skamieniałości roślinne, (3) skamieniałości zwierzęce, (4) skamieniałości śladowe (tropy gadów) (wg. Wojewoda 2019, zmienił). Oznaczenia od A do I wskazują miejsca w profilu, dla których przedstawiono rekonstrukcje paleogeograficzno-strukturalne na rycinie 10 i paleogeograficzno-środowiskowe na kolejnych rycinach

Następnie denudacja sięgnęła ich podłoża, zarówno dawnych zwietrzelin, jak i skał fundamentu krystalicznego. Jest to typowy przykład **inwersji stratygraficznej** (por. il. 5). W tym czasie, w **basenie śródsudeckim**, powstały osady **formacji Ciechanowic, Nagórnika, Figłowa, St. Bogaczowic, Lubomina** oraz **Szczawna** (por. il. 9) (por. m.in. Teisseyre 1958; Teisseyre 1962; Teisseyre 1966, 1968 i 1971; Gunia 1966; Teisseyre i Teisseyre 1969; Dziedzic 1966 i 1971; Nemeč 1984; Nemeč i inni 1982; Awdankiewicz i inni 2003).



Il. 10. Schematyczne rekonstrukcje strukturalno-paleogeograficzne dla obszaru Sudetów (wg Wojewoda 2019, zmienione)

A) Formacja Szczawna (ca. 330–323 Ma)

W formacji ze Szczawna znajdziemy zarówno szczątki zwierząt morskich i roślin (dolna część), jak i zwierząt i roślin lądowych (górna część). Istotę tego zjawiska

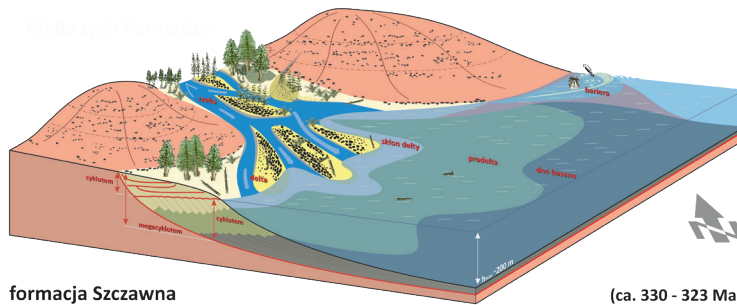
wyjaśnia schemat powstawania **megacyklotemu**, czyli powtarzającej się w profilu pionowym sukcesji osadów różnego typu. Sukcesja powstaje wskutek stopniowego zasypywania zbiornika morskiego osadami deltowymi (il. 11). Stopniowe gromadzenie się osadów w delcie sprawia, że coraz bardziej powiększa się obszar lądu kosztem morza i tym samym młodsze osady skłonu delty, a nawet rzeczne, zalegają ponad starszymi osadami dna morskiego oraz podstawy delty. Proces „wkraczania” delty na obszar morski nosi nazwę **progradacji**. Skutkuje on między innymi swobodną „architekturą” osadów – granice wieku osadów nie pokrywają się z granicami litologicznymi (diachronizm, por. il. 3 i 4). Progradacja może ustać, kiedy wzrośnie poziom morza. Wtedy wszystkie strefy środowiskowe konsekwentnie „cofają się” w głąb lądu, gdzie ponownie rozpoczyna się proces budowy delty i jej progradacja. Osady formacji ze Szczawna mają strukturę cykliczną – w profilu pionowym można wydzielić powtarzające się megacyklotemy morsko-lądowe, co może świadczyć o kilkukrotnej zmianie względnego poziomu morza na tym obszarze w wizenie i serpuchowie. Zmiany te były najprawdopodobniej spowodowane lokalną aktywnością tektoniczną, która powodowała powtarzające się w czasie względne wypiętrzanie obszaru denudowanego.

Rekonstrukcje paleogeograficzne późnego karbonu (pensylwan) (ca. 323–300 Ma)

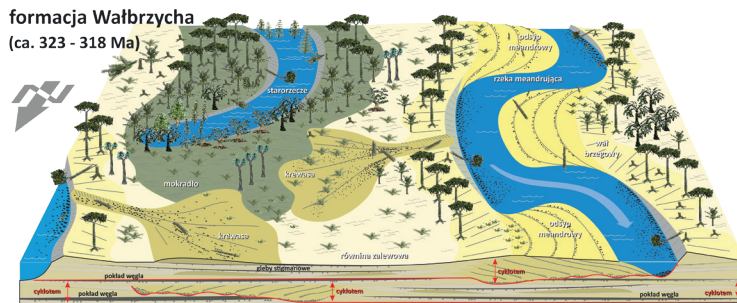
Do całkowitego wyparcia morza z zatoki sudeckiej (regresji morskiej) doszło na przełomie wczesnego i późnego karbonu (*serpuchow/baszkir*). Prawdopodobnie nastąpiło to wskutek niemal całkowitego zrównania obszaru denudowanego na południu, którego północne krańce stanowiły dzisiejsze obszary masywu czeskiego i południowych masywów sudeckich. Zmiany środowiskowe w tym czasie wynikają z dwu czynników – aktywności tektonicznej oraz zmian klimatycznych. Pierwsza skutkuje między innymi okresowym „odmładzaniem” krajobrazu, co natychmiast przejawia się w zmianie warunków paleohydrologicznych i transportowanym (deponowanym) materiale osadowym.

B) Formacja Wałbrzycha (ca. 323–318 Ma)

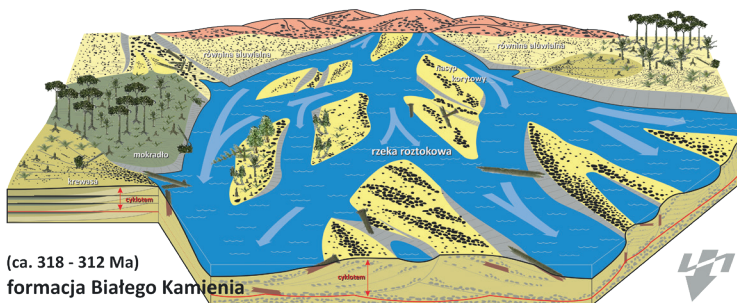
We wczesnym *namurze* (*baszkirze*) na obszarze dzisiejszych Sudetów Środkowych uformowała się rozległa (prawie) równia, czyli penepłena (por. il. 3). Po powierzchni ówczesnego basenu śródsudeckiego leniwie popłynęły **rzeki meandrujące**, na całym obszarze wyrosły tropikalne lasy lepidendronowo-paprotnikowe, po których w zapisie geologicznym pozostały m.in. tzw. „*gleby stigmariowe*” (il. 12). Powolne obniżanie się terenu (**subsydencja**) sprawiło, że wody powierzchniowe dość leniwie wynosiły z obszaru śródsudeckiego materiał, w tym również ten organiczny. Jego lokalne nagromadzenia dały w rezultacie pierwsze znaczące pokłady węgla w obrębie **formacji Wałbrzycha** (por. Dziedzic 1971; Nemeč 1984; Nemeč i inni 1982; Mastalerz i Kurowski 1989).



II. 11. Schematyczne rekonstrukcje strukturalno-paleogeograficzne dla obszaru Sudetów (wg Wojewoda 2019, zmienione)



II. 12. Schematyczne rekonstrukcje strukturalno-paleogeograficzne dla obszaru Sudetów (wg Wojewoda 2019, zmienione)



II. 13. Schematyczne rekonstrukcje strukturalno-paleogeograficzne dla obszaru Sudetów (wg Wojewoda 2019, zmienione)

C) Formacja Białego Kamienia (ca. 318–312 Ma)

Kolejna zmiana nastąpiła w późnym *namurze* (*baszkirze*). Przez basen śródsudecki popłynęły wielokorytowe **rzeki rozłokowe**, które transportowały zdecydowanie grubszy materiał okruchowy (il. 13). Jednak nadal sprzyjające wegetacji roślinnej

warunki klimatyczne sprawiały, że obszar ten był silnie zalesiony³. Na relatywnie szybciej obniżającym się terenie istniały sprzyjające warunki do lokalnego gromadzenia się materii organicznej, co skutkowało powstaniem pokładów węgla w **formacji Białego Kamienia** (por. Dziedzic 1971).

Rekonstrukcje paleogeograficzne wczesnego permu (czerwony spagowiec) (ca. 300–260 Ma)

Najmłodsze utwory osadowe i magmowe karbonu, ale również permu i triasu współtworzą strukturę synklinorium śródsudeckiego i zaliczane są do tzw. **pokrywy postorogenicznej**. Oczywiście, taka nazwa ma zastosowanie wyłącznie w odniesieniu do **orogenezy waryscyjskiej**, która uformowała strukturę skał obecnego podłoża i otoczenia sudeckich basenów sedymentacyjnych. Przedstawione dalej rekonstrukcje dotyczą schyłkowego okresu wypełniania basenu śródsudeckiego, rozumianego jako obszar wewnętrzny w obrębie szeroko pojmowanego **bloku sudeckiego** (por. il. 7). Trzeba podkreślić, że ostateczna przebudowa synklinorium śródsudeckiego nastąpiła w trakcie **alpejskiego etapu** rozwoju Sudetów.

W permie, w tej części Ziemi, panował gorący, suchy i niemal półpustynny klimat. We wczesnym permie na terenie basenu śródsudeckiego nadal istniało rozległe, śródlądowe obniżenie, do którego wpływały potoki z otaczających gór. Jeden taki masyw górski istniał na południu dzisiejszych Gór Stołowych, w okolicach Jakubowic i Kudowy-Zdroju, drugi natomiast na północy, w okolicach dzisiejszych Gór Sowich, Bardzkich oraz Złotych (por. il. 10).

D) Formacje Krajanowa i Słupca (ca. 295–285 Ma)

Utwory osadowe permu zalegają niezgodnie na węglonośnych utworach karbonu górnego (**formacja Ludwikowic, stefan**) (por. il. 9). Wszystkie osady permskie w synklinorium śródsudeckim są osadami kontynentalnymi, głównie lądowymi, i wykazują bardzo dużą zmienność litologiczną zależnie od miejsca występowania. Najstarszymi osadami permu są zlepieńce, piaskowce i mułowce z cienkimi wkładkami węgla, w przewodzie utwory rzeczne, tzw. **formacji Krajanowa** (por. il. 9). Jej najwyższą, stropową część stanowią ciemne łupki wapienne lub bitumiczne, uważane za osady jeziorne (zawierają charakterystyczne skamieniałościami ślimaków słodkowodnych *Anthracosia*). Na nich niezgodnie zalegają utwory **formacji Słupca** (por. il. 9). To dość skomplikowany kompleks skał osadowych

³ Przez cały okres późnego karbonu i permu obszar dzisiejszej Polski znajdował się w strefie **klimatu tropikalnego**. Było względnie gorąco – średnioroczna temperatura wynosiła ok. 22 °C. Stopniowo jednak następowało osuszenie klimatu, co w konsekwencji skutkowało niemal całkowitym zanikiem gęstych lasów tropikalnych i pojawieniem się roślinności o znacznie mniejszych wymaganiach i wyraźnie preferującej lokalne zbiorniki wody („*jeziora antrakozjowe*” i „*walchiowe*”).

i wulkanogenicznych. Najniżej w profilu tej formacji występują tzw. „**piaskowce budowlane**” – średnioławicowe piaskowce pochodzenia rzecznego, tworzące rytmiczne **cyklotemy**, czyli na przemian występujące gruboziarniste utwory odsypów meandrowych i drobnoziarnistych osadów równinno-zalewowych.

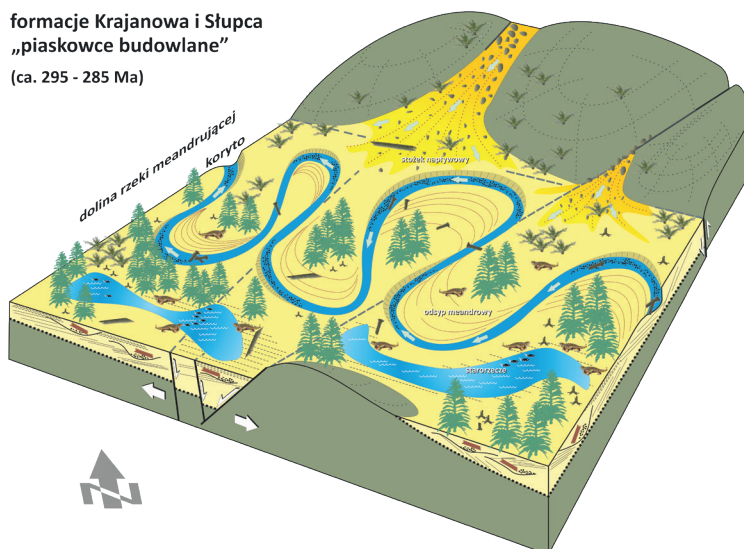
Około 290 mln lat temu obniżenie to na tyle się pogłębiło, że powstała śródgórska kotlina, której wody powierzchniowe z trudem odpływały w kierunku zachodnim. Tym samym, obszar ten często był zatapiany i tworzyły się rozległe jeziora (il. 14). Te oczywiście, w suchym i gorącym klimacie tego okresu, z czasem wysychały.

E) Formacja Słupca i Broumowa (ca. 290–285 Ma)

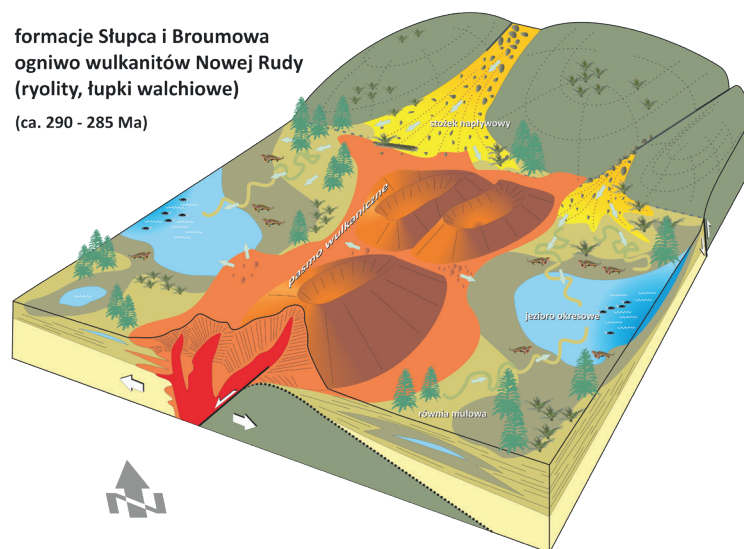
Bardzo istotną rolę w tym czasie odgrywał wulkanizm, który z jednej strony tworzył konkretne formy terenu, choćby elewacje w strefach erupcji law, z drugiej przyczyniał się do stałego obniżania się centrum basenu sedymentacyjnego (Awdankiewicz i inni 2003) (il. 15). Skały wulkanogeniczne są zróżnicowane zarówno chemicznie, jak i pod względem genezy. Mogą to być **lawy zasadowe**, typowe dla głębokich źródeł magmy tzw. **trachybazalty** (tradycyjna nazwa „**melafiry**”), ale również występują zwykle nieco młodsze od nich **lawy kwaśne**, typowe dla płytkich zbiorników magmy bogatej w krzemionkę, czyli **ryolity** (tradycyjna nazwa „**porfiry**”) (Awdankiewicz 1999 a, b; Awdankiewicz i inni 2003). Taki zestaw law jest typowy dla tzw. **wulkanizmu bimodalnego** i jest zjawiskiem towarzyszącym głębokim pęknięciom skorupy kontynentalnej. Lawy tworzą albo **pokrywy lawowe** na równocześnie z wylewami gromadzących się osadach na powierzchni terenu albo formy intruzywne, takie jak żyły, czy **sille (formacja Słupca)**. Powszechnie występują również utwory **wulkanoklastyczne – tufy i tufity**, czyli **pokrywy pyłów wulkanicznych** osadzonych odpowiednio na lądzie lub w wodzie (znaczna część **formacji Broumowa**) (por. il. 9). Osady formacji Słupca w środkowej części basenu są wyraźnie drobniej ziarniste. Są to w przewadze mułowce, iłowce, a lokalnie również wapienie. Utwory te wykazują dużą zmienność oboczną (facjalną), stąd wielość nazw lokalnych stosowanych dla ich wydzielenia. Jednak cechą łączącą je wszystkie są znakomicie zachowane szczątki zwierzęce i roślinne, w tym powszechnie występującej wówczas rośliny iglastej – *Walchii*, od której wzięły swoją nazwę – „**lupki walchiowe**”. Ostatnio znaleziono również liczne tropy płazów i najstarszych gadów, jakie zamieszkiwały te tereny w permie. W warstwach wapiennych często spotykane są szczątki ryb słodkowodnych.

F) Formacje Radkowa i Trutnowa (ca. 285–260 Ma)

Najmłodsze osady wczesnego permu, tzw. zlepieńce **formacji Radkowa** (na terenie Czech – **formacji Trutnowa**), kończą paleozoiczny etap depozycji/wypełniania



II. 14. Schematyczne rekonstrukcje strukturalno-paleogeograficzne dla obszaru Sudetów (wg Wojewoda 2019, zmienione)



II. 15. Schematyczne rekonstrukcje strukturalno-paleogeograficzne dla obszaru Sudetów (wg Wojewoda 2019, zmienione)

basenu śródsudeckiego. Na szczególną uwagę zasługują występujące w obrębie tych osadów, głównie w stropie formacji, wkładki wapieni. Na wielu starych mapach geologicznych wapień ten oznaczany jest jako *cechsztyn* (górnny perm),

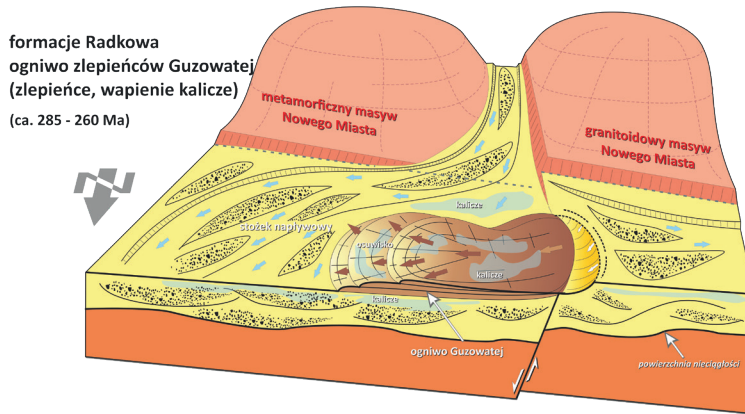
co wywoływało w przeszłości liczne nieporozumienia, m.in. domniemanie o morskim pochodzeniu wapieni. Odkrycie ich prawdziwej genezy zawdzięczamy wynikom badań z ostatnich lat, które wskazują, że ww. wapienie mają genezę lądową (Śliwiński 1984). Są to charakterystyczne dla suchego i gorącego klimatu **gleby wapienne** typu **kalicze**. Wapienie te powszechnie występują w bliskiej okolicy Radkowa, gdzie były lokalnie eksploatowane i niemal powszechnie stanowią domieszkę do lokalnych bruków drogowych. O wapieniach tych możemy z całą pewnością powiedzieć, że nie są młodsze niż 260 Ma. Są ważnym wskaźnikiem klimatu w schyłkowej fazie tworzenia się piętra permskiego.

Osady formacji Radkowa powstały w końcowej fazie zasypywania basenu śródsudeckiego i noszą cechy typowe dla pedymentu. Sedymentacja odbywała się na rozległych i płaskich stożkach napływowych, na obrzeżach niemal całkowicie zdenudowanych masywów zbudowanych z silnie zwietrzałych krystalicznych skał podłoża i starszych skał osadowych sukcesji śródsudeckiej (il. 16). Typowym pedymeniem są **zlepieńce Guzowatej**, które wykazują swoisty dualizm cech. Z jednej strony tzw. szkielet ziarnowy tych osadów, w blisko 95%, tworzą bardzo słabo obtoczone ziarna kwarcu żyłowego. Zatem kwarc, jako materiał najbardziej odporny na niszczenie w czasie transportu, wskazuje na dużą dojrzałość materiału osadowego. Z drugiej strony, materiał ten jest nieobtoczony lub słabo obtoczony, co z kolei świadczyłoby o względnie krótkim transporcie. Tę pozorną sprzeczność rozwiązało odkrycie w rejonie Kudowy **rezydualnych zwietrzelin** granitowych („*saprolitów*”), których wiek szacowany jest na *westfal C* (ca. 315–305 Ma, August i Wojewoda 2005). Zwietrzeliny rezydualne na ogół cechują się silnym rozłożeniem pierwotnych składników skały wyjściowej z wyjątkiem składników najodporniejszych, np. żył kwarcowych. Tak przygotowany wcześniej materiał mógł być redeponowany bardzo niedaleko od miejsca powstania i nabywał wszystkich cech, jakie wykazują zlepieńce z Guzowatej (Aleksandrowski i inni 1984). Trzeba też podkreślić wyjątkowość tych osadów, które nie wykazują wyraźnego uławicenia. Wręcz przeciwnie, powszechnie występują w tych zlepieńcach struktury deformacyjne, których cechy wskazują, że powstały w trakcie lokalnej **redepozycji** osadów w formie osuwisk oraz spływów rumoszowych (por. il. 16).

Rekonstrukcje pelogeograficzne późnej kredy (ca. 100–85 Ma)

Mezozoiczny okres rozwoju postorogenicznego znamionuje początkowo długi okres względnego spokoju tektonicznego. Obszar dzisiejszych Sudetów został niemal całkowicie zrównany. Tereny względnie wyniesione poddawane były nieustannej erozji, aż uległy całkowitemu zrównaniu – powstały rozległe **powierzchnie denudacyjne** (tzw. **penepłena**) (por. il. 5). Jednocześnie obniżenia terenu sukcesywnie były zasypywane, aż zupełnie zniknęły (tzw. pedyment). Gorący i wilgotny klimat, szczególnie korzystny dla procesów wietrzenia chemicznego, panował

od późnego triasu po wczesną kredę. Na ówczesnych lądach dzisiejszego obszaru Europy powstały rozległe pokrywy zwietrzelinowe.



II. 16. Schematyczne rekonstrukcje strukturalno-paleogeograficzne dla obszaru Sudetów (wg Wojewoda 2019, zmienione)

Eustatyczne podniesienie się poziomu wody w światowym oceanie, jakie nastąpiło w późnej kredzie (ca. 100 Ma), w sytuacji kiedy większość lądów była niemal całkowicie zrównana, spowodowało szybkie zalanie olbrzymich obszarów lądowych (w geologii określa się jako **transgresję morską**). Na obszar Sudetów morze transgredowało z południa, gdzie wcześniej powstał rozległy, choć płytki akwen – epikontynentalne „czeskie morze kredowe”. Z czasem morze nieco obniżyło swój poziom i wyłoniły się lokalne elewacje, tworząc początkowo na północnych obrzeżach dzisiejszych Sudetów łańcuch wysp. Jedną z nich była tzw. „kredowa wyspa wschodniosudecka”, która obejmowała dzisiejsze masywy Gór Żłoty, Śnieżnika i Przedgórze Sudeckie. Na obszarze synklinorium śród-sudeckiego utworzyła się w tym czasie płytką zatoka morska (por. il. 10). Sedymentacja w płytkim morzu kredowym trwała nieprzerwanie ponad 15 mln lat. W tym czasie zasięg morza zmieniał się kilkakrotnie. Zwietrzeliny na lądach i płycznach były rozmywane przez rzeki lub falowanie, a następnie roznoszone prądami morskimi. Bliżej lądu, na plażach i przybrzeżu, osadzały się piaski, nieco dalej, na szelfie, drobnoziarniste osady ilasto-wapienne. Kredowa zatoka sudecka była parokrotnie niemal całkowicie zasypywana, a brzeg morza przesunął się ku południu. Proces taki, nazywany progradacją wybrzeża, na obszarze dzisiejszych Gór Stołowych powtórzył się co najmniej 5-krotnie i za każdym razem pozostawiał po sobie naprzemianległe poziomy mułu i piasku, co geolodzy nazywają cyklotemami transgresywno-regresywnymi. Dno basenu lokalnie obniżało się, a w miejscach, gdzie przebiegały aktywne uskoki tektoniczne, tworzyły się podwodne skarpy, które były niszczone lub zasypywane przez prądy morskie.

Właśnie takim skarpom zawdzięczamy m.in. powstanie charakterystycznej dla Gór Stołowych odmiany piaskowców warstwowych przekątnie w ogromnej skali.

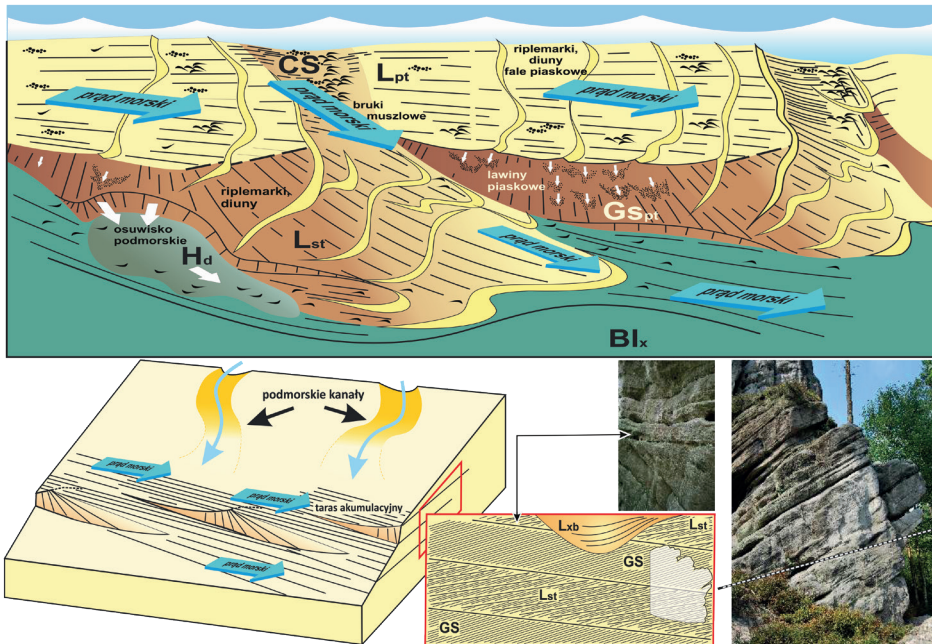
G) Formacja Batorowa (ca. 95–90 Ma)

Seria heterolityczna, lub inaczej „różnolitologiczna”, stanowi główną masę skalną w Górach Stołowych (**formacja Batorowa**, w Czechach **Jizerska**). Są to różne osady wapniste, od piaskowców, poprzez mułowce, do iłowców. Cechą wyróżniającą te utwory jest widoczna w skali odsłonięcia zmienność litologiczna i charakterystyczne „bulaste” uławicenie. Poza najniższą i najwyższą częścią profilu, w utworach serii heterolitycznej występuje skamieniałość *Inoceramus lamarcki* (małż żyjący w środkowym turonie). Utwory te, potocznie nazywane „margłami”, są bardzo zróżnicowane pod względem składu oraz struktur sedymentacyjnych. W części południowej Gór Stołowych dominują mułowce krzemionkowe i wapniste (**ogniwo Szczytnej**), ponad którymi występują iłowce wapniste zaliczane już do **formacji Karłowa** lub **Brezenskiej** (tzw. „**margle Plateau Karłowa**”). Utwory te Raumer (1819) łącznie określił nazwą *plener* (niem. *Pläner*).

W części północnej Gór Stołowych w obrębie pleneru występuje kilka poziomów „**piaskowców ciosowych**”, z których najgrubszy osiąga miąższość ponad 80 m i tworzy spektakularną i największą w Sudetach skarpe morfologiczną – o łącznej długości ponad 40 km (Próg Radkowa – Broumowskie Ściany – Mieroszowskie Ściany) (**ogniwo piaskowca Progu Radkowa**). Jest to średnio- do gruboziarnistego (w stropie zlepieńcowaty) **subarenit kwarcowo-skaleniowy**. Charakterystyczną cechą jest obecność w szkielecie ziarnowym piaskowca zwietrzałych skaleni lub pseudomorfoz kaolinitowych po zwietrzałych skaleniach. Poziom ten znany jest pod tradycyjną nazwą „środkowy piaskowiec ciosowy” (niem. *mitteler Quadersanstein*).

W okresie od turonu po koniak obszar Sudetów był szczególnie aktywny tektonicznie i sejsmicznie (ogólnie: geodynamicznie). Najwyraźniej aktywność ta przejawia się w naprzemiennym występowaniu osadów drobnoziarnistych (*plener*) i piaskowców ciosowych, których osady powstawały w warunkach stałej regresji morza, jednak przerywanej epizodami pogłębienia basenu (subszydencji). Można z dużą pewnością przyjąć, że okresy pogłębiania były nagłe, krótkotrwałe i miały charakter **zdarzeń geodynamicznych**. Z dużym prawdopodobieństwem można też przyjąć, że przemieszczenia tektoniczne dna basenu były zlokalizowane w kilku obszarach (strefach uskokowych) i nie obejmowały całego basenu.

To właśnie w tym okresie na dnie basenu powstały charakterystyczne podwodne formy dna – „**tarasy akumulacyjne**” (il. 17). Formy te, rozpoznane i nazwane przez Jerzykiewicza i Wojewodę (1986), zostały następnie bardzo szczegółowo opisane i zinterpretowane przez Wojewodę (1986 i 1997). Impulsem dla rozwoju tarasów akumulacyjnych były skarpy uskokowe, które tworzyły się na północ od dzisiejszego Progu Radkowa oraz wzdłuż strefy, gdzie współcześnie dokumentujemy



Il. 17. Schematyczna rekonstrukcja tarasów akumulacyjnych (piaskowce Progu Radkowa i Szczelińca-Skalniaka, *ca.* 95–85 Ma, wg Wojewoda 1986 i 2020, zmienione)

obecność uskoku tektonicznego Czerwonej Wody (Wojewoda 2008). Skarpy o zygawkowatym przebiegu były zasypywane przez osady dostarczane z brzegu i w ten sposób tworzyły się z czasem tarasy akumulacyjne z charakterystycznymi strefami – podskarpową, skarpową oraz nadskarpową, gdzie w przeszłości zachodziły nieco odmienne procesy sedymentacji i tworzyły się różniące się od siebie zespoły osadów. Dzisiaj obserwujemy to zróżnicowanie w zapisie kopalnym, przede wszystkim w charakterystycznej dla piaskowców ciosowych trójdzielności profilu (por. Jerzykiewicz 1968). Dolne części profili litosomów piaskowcowych odpowiadają strefie podskarpowej i zbudowane są ze zbioturbowanych piaskowców wapienistych z glaukonitem (**facja BLx**). Środkowa część profilu to wielozestawy zbudowane w przewodzie piaskowca warstwowanego przekątnie tabularnie w gigantycznej skali (**facja GSpt**), piaskowców warstwowanych przekątnie w dużej skali o nachylonych powierzchniach zestawów (**facja Lst**) i piaskowców bestrukturowych (**facja Hd**). Pierwsze dwie odmiany to osady nachylonych zboczy skarp. Trzecia odmiana to osady redeponowane w formie **splywów** lub **podwodnych osuwisk**. Warto w tym miejscu podkreślić fakt, że **facja GSpt** jest unikatem w skali światowej. Warstwowania przekątne w tej skali (zestawy o miąższości do 18 m!) są niezwykle rzadkie i zwykle związane z wydymami eolicznymi. Tak warstwowane osady podwodne znane są w Polsce jedynie w Górach Stołowych (Wojewoda

2011 b), w kredzie czesko-skasońskiej i kilku innych miejscach na świecie. Górną część profilu litosomów piaskowcowych tworzą różne nadskarpowe osady **przybrzeża**. Dla tej części charakterystyczny jest zespół facjalny piaskowców warstwowych przekątnie w dużej skali (osady **rewowe**, **facja Lpt**) oraz zlepieńcowate piaskowce muszlowe (osady **bruków sztormowych**, **facja CS**) (Wojewoda 1986 i 1997; Wojewoda i inni 2011).

Około 85 mln lat temu morze kredowe ostatecznie ustąpiło z obszaru Sudeków. Po wyrównanym, niemal płaskim obszarze popłynęły rzeki, które rozpoczęły kształtowanie nowego krajobrazu, którego relikty w postaci rozległych płaskich terenów (powierzchnie zrównania) i założeń niektórych dolin rzecznych znajdujemy dzisiaj w Sudetach. To wtedy rozpoczął się kolejny, najmłodszy etap rozwoju geologicznego Sudetów...

Podsumowanie

Przedstawione w tym artykule rekonstrukcje mają wymiar doraźny i oczywiście autorski. Danych geologicznych cały czas przybywa. Każde nowe znalezisko, każde nowe datowanie zjawisk geologicznych, każda nowa interpretacja dotychczasowego rozpoznania geofizycznego sprawiają, że wszelkie rekonstrukcje paleogeograficzne, strukturalne i środowiskowe są na bieżąco weryfikowane lub uszczegółowiane. Zawsze jednak stanowią, a przynajmniej powinny stanowić, syntezę i podsumowanie całej wiedzy geologicznej w danym momencie. W zależności od skali odwzorowania/rekonstrukcji, bazy dostępnych danych są coraz zasobniejsze. Gromadzenie informacji jest w zasadzie procesem ciągłym, którego koniec z definicji nigdy nie nastąpi... Obecnie kompetencje geologów rozszerzają się na cały układ słoneczny. Jestem przekonany, że już niebawem poznamy pierwsze, wstępne rekonstrukcje paleogeograficzne Księżyca, Marsa czy Wenus. Jesteśmy świadkami prawdziwej rewolucji pod tym względem. Warto podkreślić, że dla wszystkich planet skalistych stosujemy identyczne lub analogiczne metody, jakie zostały opracowane dla potrzeb ziemskich...

Bibliografia

- Aleksandrowski, P., Śliwiński, W., Wojewoda, J., 1986. *Frontally and surficially fluidized slump to debris flow sheets in an alluvial sequence, Lower Permian, Intrasudetic Basin*. In: Teisseyre A.K. (ed.) -7th IAS Regional Meeting. Excursion Guidebook, Excursion A-1, pp. 9–29. Committee of Geological Sci., Polish Academy of Sciences, Ossolineum.
- August, C., Wojewoda, J., 2005. *Late Carboniferous weathering and regolith of the Kudowa Trough: palaeogeographic, palaeoclimatic and structural implications*. *Geologia Sudetica*, 36, pp. 53–66.

- Awdankiewicz, M., Śliwiński, W. and Wojewoda, J., 1998. *Perm i kreda zachodniej części niecki śródsudeckiej*. [in Polish only]. In: J. Wojewoda (Editor), *Ekologiczne aspekty sedymentologii*. Materiały VII Krajowego Spotkania Sedymentologów, Wojcieszów, 2–4 lipca 1998, 35–74.
- Awdankiewicz, M., 1999 a. *Volcanism in a late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland*. *Geologia Sudetica*, 32,1, 13–47.
- Awdankiewicz, M., 1999 b. *Volcanism in a late Variscan intramontane trough: the petrology and geochemistry of the Carboniferous and Permian volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland*. *Geologia Sudetica*, 32, 2, 83–111.
- Awdankiewicz, M., Kurowski, L., Mastalerz, K., Raczyński, P., 2003. *The Intra-Sudetic Basin – a Record of Sedimentary and Volcanic Processes in Late – to Post-Orogenic Tectonic Setting*. *Geolines*, 18: 165–183.
- Chalot-Prat, F., Doglioni, C., Falloon, T., 2017. *Westward migration of oceanic ridges and related asymmetric upper mantle differentiation*. *Lithos*, 268–271, 163–173.
- Cuffaro, M., Doglioni, C., 2017. *On the increasing size of the orogens moving from the Alps to the Himalayas in the frame of the net rotation of the lithosphere*. *Gondwana Research*, 62, 2–13.
- Cwojdzkiński, S., 2012. *Geological Evolution of the Sudety MTs. Structure (Central Europe) on the Expanding Earth*. In: G. C. Scalera, E. Boschi & S. Cwojdzkiński [eds.] – *The Earth Expansion Evidence*. Inst. Naz. Geofisica e Vulcanologia, pp. 263–274. ARACNE S.r.l., Roma.
- Doglioni, C., Carminati, E., Crespi, M., Cuffaro, M., Penati, M., Riguzzi, F., 2015. *Tectonically asymmetric Earth: From net rotation to polarized westward drift of the lithosphere*. *Geoscience Frontiers*, 6, 401–418.
- Don, J., Wojewoda, J., 2005. *Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej: sporne problemy – dyskusja*. *Przegląd Geologiczny*, 53 (3), pp. 212–221. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Dziedzic, K., 1966. *Rozwój produktywnej formacji węglowej w Sudetach Środkowych*. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Vol. XXXVI, n. 4, pp. 345–367.
- Dziedzic, K., 1971. *Sedymentacja i paleogeografia utworów górnokarbońskich w niecce śródsudeckiej*. *Geologia Sudetica*, vol. V, pp. 7–67.
- Ender, J., 2010. *Alfred Wegener und die Theorie der Kontinentalverschiebung*. GRIN Verlag GmbH.
- Ficini, E., Cuffaro, M., Doglioni, C., 2019. *Asymmetric dynamics at subduction zones derived from plate kinematic constraints*. *Gondwana Research*, 78, pp. 110–125.
- Gunia, T., 1966. *Fauna i wiek otoczków wapieni z kulmu Książa*. *Geologia Sudetica*, vol. II, pp. 297–320.
- Jerzykiewicz, T., 1968. *Sedymentacja górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej (górna kreda)*. *Geologia Sudetica*, 4: 409–462.
- Jerzykiewicz, T., Wojewoda, J., 1986. *The Radków and Szczeliniec sandstones: an example of giant foresets on a tectonically controlled shelf of the Bohemian Cretaceous Basin (Central Europe)*. In: Knight R.J. & McLean J.R. [eds.] – *Shelf Sands and Sandstones*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 11, pp. 1–15. [ISSN 0703–1130].
- Koziar, J., 2018 a. *Geological Proofs of Significant Expansion of the Earth and its Broader Scientific context*. Ass. Geologists Alumni of Wrocław University, Wrocław, 228 p. [ISBN 978–83–950414–1–9].
- Koziar, J., 2018 b. *Falsification of the Eulerian motions of the lithospheric plates*. Lambert Acad. Publishing, Beau Bassin, 124 p. [978–613–9–86047–0].
- Koziar, J., Wojewoda, J., 2002. *Extensional development of the Bohemian Massif on the background of breaking up of the European Variscides*. In: *On Recent Geodynamics of the Sudety MTs. And Adjacent Areas*, 4th Czech-Polish Workshop, Nov. 7–9, 2002, Lubawka, Poland, 28–29.
- Mastalerz, K., Kurowski, L., 1989. *Model sedymentacji dolnych warstw walbrzyskich w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej*. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, n. 1053, pp. 3–29.

- Maxlow, J., 2005. *Terra non Firma: Plate Tectonics is a Myth*. S. Cwojdzński & J. Wojewoda [eds.], 155 p. [ISBN 83-922330-0-X], WIND.
- Maxlow, J., 2012. *Global Expansion Tectonics: Definitive Proof*. In: G.C. Scalera, E. Boschi & S. Cwojdzński [eds.] – *The Earth Expansion Evidence*. Inst. Naz. Geofisica e Vulcanologia, pp. 41–60. ARACNE S.r.l., Roma.
- Nemec, W., 1984. *Warstwy walbrzyskie (dolny namur) w Zagłębiu Walbrzyskim: analiza aluwialnej sedimentacji w basenie węglowym*. Geologia Sudetica, vol. XIX, n. 2, pp. 7–73.
- Nemec, W., Porębski, S., Teisseyre, A.K., 1982. *Explanatory Notes to the lithotectonic Molasse Profile of the Intra-Sudetic Basin, Polish Part (Sudety Mts., Carboniferous-Permian) Veroeff.* Zentralinst. Phys. Erde Ad. W. DDR, n. 66, pp. 267–278.
- Ollier, C.D., 2012. *Extension Everywhere – Rifts, Continental Margins and Island Arcs*. In: G. C. Scalera, E. Boschi & S. Cwojdzński [eds.] – *The Earth Expansion Evidence*. Inst. Naz. Geofisica e Vulcanologia, pp. 61–76. ARACNE S.r.l., Roma.
- Petricca, P., Carminati, E., Doglioni, C., Riguzzi, F., 2018. *Brittle-ductile transition depth versus convergence rate in shallow crustal thrust faults: Considerations on seismogenic volume and impact on seismicity*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 284, 72–81.
- Riguzzi, F., Crespi, M., Cuffaro, M., Doglioni, C., Giannone, F., 2018. *A Model of Plate Motions*.
- Riguzzi, F., Panza, G., Varga, P., Doglioni, C., 2010. *Can Earth's rotation and tidal despinning drive plate tectonics?* Tectonophysics, 484, 60–73.
- Raumer, von, C.G., 1819. *Das Gebirge Nieder-Schlesiens, der Grafschaft Glatz und eines Teils von Böhmen und der Oberlausitz, geognostisch dargestellt*. Mit einer Karte (1818). Berlin.
- Scalera, G., 2012. *Geodetic Problems of an expanding Globe*. In: G. C. Scalera, E. Boschi & S. Cwojdzński [eds.] – *The Earth Expansion Evidence*. Inst. Naz. Geofisica e Vulcanologia, pp. 389–395. ARACNE S.r.l., Roma.
- Śliwiński, W., 1984. *Proposed revision of the stratigraphic position of Chelmsko Śląskie Beds (Permian, Intrasudetic Basin)*. Geol. Sud. 16: 167–174.
- Vangone, A., Doglioni, C., 2020. *Asymmetric Atlantic continental margins*. Geoscience Frontiers, 12, 5, 101–205.
- Teisseyre, H., 1958. *Sedymencja, paleogeografia i tektonika karbonu dolnego w Sudetach Środkowych*. Kwartalnik Geologiczny, N. 2, pp. 576–591.
- Teisseyre, J., 1962. *Budowa geologiczna element Strugi*. Acta Geologica Polonica, Vol. XII, n. 3, pp. 395–430.
- Teisseyre, A.K., 1966. *Lower carboniferous Breccias on the Northern Margin of the Intrasudetic basin*. Bull. Acad. Pol. Sciences, Ser. Sci. Geol. Geogr., Vol. XIV, n. 1, pp. 37–43.
- Teisseyre, A.K., 1968. *Charakterystyka sedymentologiczna najniższego kulmu łądowego w północnej części niecki śródsudeckiej*. Geologia Sudetica, n. 4, pp. 222–298.
- Teisseyre, A.K., 1971. *Charakterystyka Sedymentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej*. Geologia Sudetica, vol. V, pp. 237–273.
- Teisseyre, A.K., 1975. *Sedymentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej*. Geologia Sudetica, vol. IX, n. 2, pp. 6–89.
- Teisseyre, A.K., Teisseyre, J., 1969. *Faulting and sedimentation on the north-western margin of the Intrasudetic Basin*. Bull. Pol. Acad. Sci., Ser. Sci. Geol. Geogr., Vol. XVII, n. 1, pp. 41–48.
- Wegener, A., 1915. *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. Sammlung Vieweg, H. 23, Braunschweig, Friedr. Vieweg & Sohn.
- Wojewoda, J., 1986. *Fault scarp induced shelf sand bodies in Upper Cretaceous of Intrasudetic Basin*. In: A.K. Teisseyre (ed.) – 7th IAS Regional Meeting. Excursion Guidebook, Excursion A-1, pp. 31–52. Committee of Geological Sci., Polish Academy of Sciences, Ossolineum. [ISBN 83-04-02178-1].

- Wojewoda, J., 1992. *Wyznaczanie stropu i spągu w skałach osadowych*. W: M. Mierzejewski, [red.] – *Badania Elementów Tektoniki na potrzeby kartografii wiertniczej i powierzchniowej* – Seria: Instrukcje i Metody Badań Geologicznych, 51, pp. 13–3. [ISSN 0866–9252].
- Wojewoda, J., 1997. *Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasudetic Basin and Nysa Trough, Sudety Mts.* W: Wojewoda, J., (red.) – *Obszary Źródłowe: Zapis w Osadach*. Tom I, pp. 81–96. WIND, Wrocław. [ISBN 83–908127–1–1].
- Wojewoda, J., 2003. *Tensyjny rozwój strefy Złotoryja-Jawor w neogenie*. W: Ciężkowski, W., Wojewoda, J. & Żelaźniewicz, A., [red.] – *Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu*, pp. 127–135. WIND, Wrocław. [ISBN 83–908127–8–9].
- Wojewoda, J., 2007. *Neotectonic Aspect of the Intrasudetic Shear Zone*. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 4, 4 (148), pp. 1–11. Academy of Sciences of the Czech Republic.
- Wojewoda, J., 2008. *Basen Nachodu*. W: Wojewoda, J., [red.] – *Baseny Śródmorskie: Kontekst Regionalny Środowisk i Procesów Sedymentacji*. 3. Polska Konferencja Sedymentologiczna (POKOS'3), 15–21.09.2008, Kudowa Zdrój. Materiały Konferencyjne, pp. 86–97. WIND, Wrocław.
- Wojewoda, J., 2009. *Žďarský-Pstržná Dome: a strike-slip fault-related structure at the eastern termination of the Poříčí-Hronov Fault Zone (Sudetes)*. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 6 (3), pp. 273–290. Academy of Sciences of the Czech Republic.
- Wojewoda, J., 2011 b. *Extensional development of the sudetic basins*. *SEDIMENT 2011: Archives of the Earth System, Abstracts*, pp. 101–103. June 23–26, Leipzig, Germany.
- Wojewoda, J., 2011. *Geoatrakcje Gór Stołowych – przewodnik geologiczny po Parku Narodowym Gór Stołowych*. Wyd. PNGS, 70 p.
- Wojewoda, J., 2015. *Zdarzenia czym są, jak skutkują i jaki pozostawiają zapis geologiczny? Krótki esej o czasie geologicznym...* *Studium Generale*, t. XIX, pp. 43–68. Wydawnictwo ATUT. [ISBN 9788379771585]
- Wojewoda, J., 2017. *Powierzchnie w Geologii, powierzchnie geologiczne...* W: E. Dobierzewska-Mozrzyńska, A. Jeziński, [red.] – *Dziela Natury, Dziela Człowieka, Historia*. *Studium Generale*, t. XXI, pp. 63–83. [ISSN 0239–6661, ISBN 978–83–7977–358–9].
- Wojewoda, J., 2018. *Powierzchnie w Geologii, powierzchnie geologiczne...* W: E. Dobierzewska-Mozrzyńska, A. Jeziński, [red.] – *Dziela Natury, Dziela Człowieka, Historia*. *Studium Generale*, t. XXI, pp. 63–83. [ISSN 0239–6661, ISBN 978–83–7977–358–9].
- Wojewoda, J., 2019. *The Intrasudetic Basins and Synclinorium in the extensional model of the Sudetes evolution – environmental and paleogeographic schemes [Baseny i synklinorium śródsudeckie w modelu ekstensyjnego rozwoju Sudetów – schematy środowiskowe i paleogeograficzne]*. In: 20th Czech-Polish Workshop On Recent Geodynamics of the Sudeten and the Adjacent Areas, Jakuszyce, October 25–27th, p. 23–28.
- Wojewoda, J., 2020. *Mapa geoatrakcji Krainy Gór Stołowych i Broumowskich Ścian*. Wydawnictwo Turystyczne PLAN. Mapa została opracowana i wydana w ramach projektu pt. „Rozwój Ruchu Turystycznego i Geoturystyki w regionie Sudetów Środkowych” nr CZ.11.2.45/0.0/0.0/15 [ISBN 978–83–7868–626–2].
- Wojewoda, J., Białek, D., Bucha, M., Głuszyński, A., Gotowała, R., Krawczewski, J., Schutty, B., 2011. *Geologia Parku Narodowego Gór Stołowych wybrane zagadnienia (Geology of the Góry Stołowe National Park – selected issues)*. W: Chodak, T., Kabała, C., Kaszubkiewicz, J., Migoń, P., Wojewoda, J., [red.] *Geoekologiczne Warunki Środowiska Przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych*. WIND, Wrocław, pp. 53–96. [ISBN 978–83–922330–4–6].
- Wojewoda, J., Kowalski, A., 2016. *Rola południowo-sudeckiej strefy ścinania w ewolucji Sudetów*. [W:] *Wyzwania polskiej geologii – 3. Polski Kongres Geologiczny*. W: Wojewoda, J., Kowalski, A., [red.] – *Przewodnik do Wycieczek Kongresowych, wycieczka 2.3*, pp. 21–43. Polskie Towarzystwo Geologiczne. [ISBN 978–83–942304–3–2].

-
- Wojewoda, J., Rauch, M., Kowalski, A., 2016. *Synsedimentary seismotectonic features in Triassic and Cretaceous sediments of the Intrasudetic Basin (U Deviti križù locality) – regional implications*. Geological Quarterly, 2016, 60 (2), pp. 355–364.
- Zaccagnino, D., Vespe, F., Doglioni, C., 2020. *Tidal modulation of plate motions*. Earth-Science Reviews, 205, pp. 103–179.