

ROZWÓJ TEKTONICZNY POLSKI POZAKARPACKIEJ W KENOZOIKU

8

WOJCIECH WŁODARSKI, JANUSZ BADURA, TERESA BRZEZIŃSKA-WÓJCIK, MAREK JAROSIŃSKI,
PIOTR KRZYWIEC, LESZEK MARKS, ANDRZEJ PIOTROWSKI, ARTUR SOBczyk, MAREK WIDERA

Współredakcja WOJCIECH WŁODARSKI

8.1. GŁÓWNE RAMY TEKTONICZNE WARUNKUJĄCE ROZWÓJ TEKTONICZNY POLSKI POZAKARPACKIEJ

Marek Jarosiński

Dla kenozoicznej ewolucji tektonicznej Polski pozakarpackiej podstawowe znaczenie miały własności reologiczne litosfery i siły działające na pobliskie, ewoluujące w czasie, krawędzie kontynentu (Jarosiński i in., 2009). Struktura litosfery, od której zależą własności reologiczne, ostatecznie ukształtowała się po inwersji basenu polskiego na przełomie kredy i paleogenu. Tym samym można przyjąć, że od tamtej pory obszar Niżu Polskiego ma również względnie stabilne warunki termiczne, a co za tym idzie – własności reologiczne zbliżone do dzisiejszych. Północno-wschodnią część analizowanego obszaru stanowi sztywny i chłodny kraton wschodnioeuropejski (ang. EEC – *East European Craton*) o grubości litosfery przekraczającej 200 km i spójności reologicznej pomiędzy warstwami skorupy ziemskiej (Jarosiński, Dąbrowski, 2006). Na tym obszarze nie zaznaczyły się zjawiska związane z inwersją basenu polskiego. Część południowo-zachodnia Polski pod względem tektonicznym reprezentuje fragment środkowo- i zachodnioeuropejskiej platformy paleozoicznej ze wschodnią Awalonią w znacznej części swego podłoża (Samuelsson i in., 2002; Mazur, Jarosiński, 2006) oraz innymi mniejszymi blokami tektonicznymi. Tam litosfera wykazuje miąższość rzędu 70–90 km i znacząco wyższy strumień ciepły niż w obrębie EEC (Szewczyk, Gientka, 2009), co powoduje osłabienie reologiczne spągu górnej i całej dolnej skorupy ziemskiej. Pomiędzy obiema platformami występuje strefa Teisseyre’a-Tornquista (TT) o pośrednim strumieniu ciepłym i miąższości litosfery. Jej specyfiką jest wysoki stopień zuskokowania podłoża paleozoicznego. TT kontynuuje się ku SE – przez Góry Świętokrzyskie i masyw małopolski pod wschodnie Karpaty.

Geodynamika omawianego obszaru w kenozoiku była i jest uwarunkowana przede wszystkim siłami tektonicznymi działającymi na krawędzie północnoeuropejskiej części eurazjatyckiej płyty kontynentalnej. Główną rolę odegrały dynamicznie zmieniające się zdarzenia tektoniczne w alpejsko-karpackiej strefie kolizji. Szczególne znaczenie miały tam zjawiska tak zwanej tektoniki ucieczkowej (ang. *escape tectonics*) bloku ALCAPA z rejonu dzisiejszych Alp Wschodnich ku wschodowi (Ratschbacher i in., 1991; Peresson, Decker, 1997) oraz dynamika płyty oceanu penińskiego (Nemčok i in., 1998; Schmid i in., 2008). Stopniową zmienność w czasie wykazywały natomiast siły generowane przez rozrastającą się litosferę Oceanu Atlantycznego (w części należącej do płyty eurazjatyckiej), przyłożone do północno-zachodniej i północnej pasywnej krawędzi Europy (Gölke, Coblenz, 1996; Andeweg, 2002). Naprężenia związane z kolizją w Pirenejach oraz termiczna niestabilność astenosfery w europejskim kenozoicznym systemie ryftowym (Prodehl i in., 1995; Wilson, Downes, 2006) mogły odgrywać pod-

rzędną lub wtórną względem poprzednich czynników rolę. Kraton EEC wraz z tarczą fennoskandzką stanowił dla fanerozoicznej platformy europejskiej stabilny element oporowy na wschodzie.

Ogólny obraz geodynamiki Polski pozakarpackiej w kenozoiku zdefiniowany był rozkładem stref subsydencji basenów śródładowych po późnokredowej kolizji w Alpach i Pirenejach. W poddanym wówczas inwersji basenie polskim sedymentacja trwała jeszcze we wczesnym paleocenie, ze wzrastającą dostawą materiału terygenicznego pochodzącego z platformy EEC oraz z wyniesionego wału śródpolskiego (por. fig. 1A; Połoińska, 1997). Poza nielicznymi wyjątkami, osady paleocenu przetrwały jedynie na NE od tego wału, gdzie największe miąższości do 100 m osiągają w głębi kratonu EEC. Pokazuje to, że praktycznie cały obszar pozakratoniczny

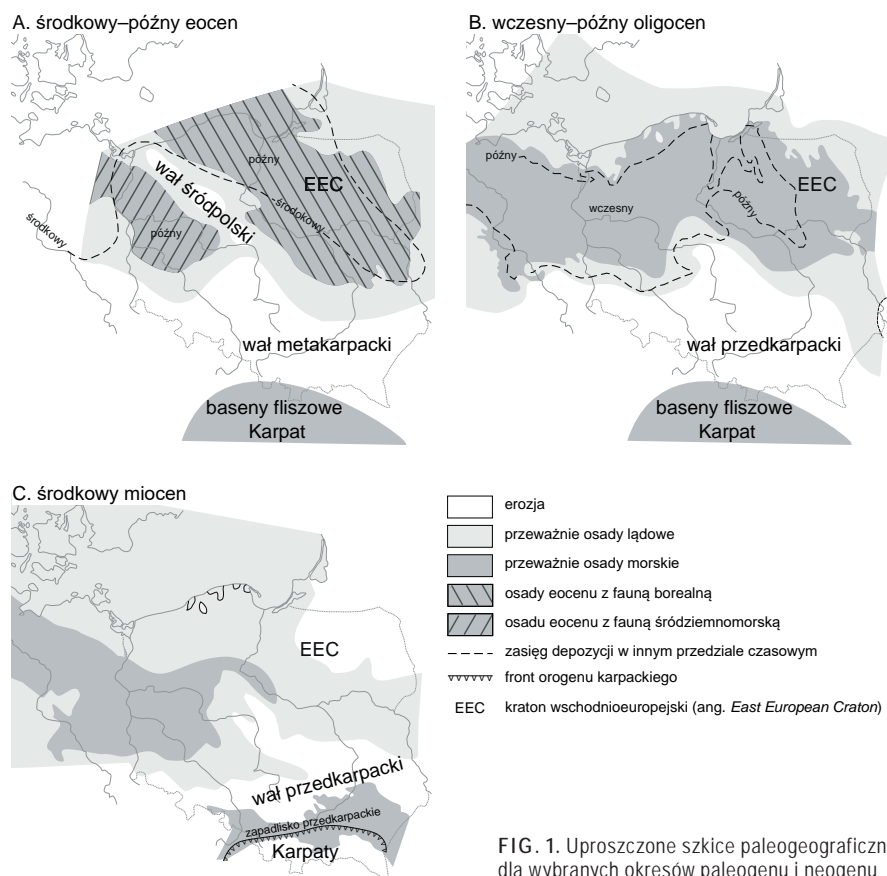


FIG. 1. Uproszczone szkice paleogeograficzne dla wybranych okresów paleogenu i neogenu wg Jarosińskiego i in. (2009)

był w paleocenie wyniesiony względem speneplizowanego kratonu. Przyczyną tego mogła być większa kontrakcja tektoniczna słabszego reologicznie obszaru platformy paleozoicznej niż sztywnego kratonu i związana z tym reakcja izostatyczna. W kilku miejscach na wale śródpolskim płyty paleocenu leżą niezgodnie na zerodowanych warstwach górnej kredy (Kramarska i in., 1999; Dadlez i in., 2000), co jest świadectwem postępującej erozji wału. Geometria struktur inwersyjnych basenu polskiego w postaci antyklinorium środkowopolskiego i ograniczających go wydłużonych nieek sugeruje, że doszło tam wówczas do kompresyjnego sfałdowania skorupy ziemskiej na skutek kolizji w Alpach Wschodnich (Schmid i in., 2008), do których wówczas również należał fragment skorupy tworzący obecnie Tatry sfałdowane w tej fazie orogenezy alpejskiej.

Luka sedymentacyjna po inwersji basenu polskiego, obejmująca również kraton EEC, trwała od późnego paleocenu do początku środkowego eocenu, czyli co najmniej 6 mln lat (Piwocki, 2004). W tym czasie obszar basenu polskiego po inwersji podlegał penplenizacji. Brak danych strukturalnych, na podstawie których można by określić panujący wówczas reżim tektoniczny, sugeruje względną relaksację skorupy ziemskiej. Jest to zgodne z zanikiem kompresji w paleocenie na alpejskiej krawędzi kontynentu (Ziegler i in., 2002) oraz z ekstensją ryftu atlantyckiego, który zapoczątkował powstanie północno-zachodniej pasywnej krawędzi kontynentu europejskiego (Ziegler, 1988).

Sedymentacja na obszarach platformowych została wznowiona w środkowym eocenie transgresją zarówno od strony Morza Północnego na obszarze Polski północno-zachodniej, jak i od strony morskich basenów Paratetydy na obszarze Polski południowo-wschodniej (Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowska, 1977). W tym czasie wał śródpolski stanowił wyniesienie oddzielające niecki i prowincje faunistyczne po obu jego stronach (fig. 1A). W nieckach zachowało się ok. 50 i 100 m osadów, odpowiednio, po północnej i południowej stronie wału (Piwocki, 2004). Można przypuszczać, że jest to świadectwem reaktywacji „laramijskich” (późnokredowo-wczesnopaleogeńskich) fałdów skorupy ziemskiej, których pierwotna struktura była podatna na ponowny wzrost naprężeń kompresyjnych. Nie można wykluczyć, że pomimo trwającej od schyłku kredy penplenizacji wał śródpolski przetrwał jako wyniesienie w morfologii, niemniej jednak subsydenca w nieckach przemawia za scenariuszem ponownego fałdowania tej struktury. Wynika z tego, że w eocenie środkowym dojdź mogło do odnowienia reżimu kompresyjnego we wcześniej zrelaksowanej polskiej części płyty kontynentalnej. Kierunek kompresji NE-SW – w przybliżeniu prostopadły do osi fałdu – byłby wówczas uwarunkowany nie tylko naci-

skiem od strony Alp, ale również relaksacją NW ekstensyjnej krawędzi kontynentu. Ten epizod kompresji można by wiązać z kolizją w Dynarydach (Pamić i in., 2002) i powstawaniem strefy subdukcji w Alpach Wschodnich (Schmid i in., 2008). W osadach tego wieku na Niżu Polskim nie stwierdzono strukturalnych wskaźników reżimu naprężeń, dlatego wystąpienie epizodu głęboko zakorzenionej kompresji w eocenie należy traktować jako hipotezę.

W późnym eocenie i wczesnym oligocenie na monoklinie przedsudeckiej, na SW od ciągu rowów tektonicznych Poznań-Oleśnica, zostały zainicjowane rowy tektoniczne o biegu ENE-WSW i N-S (fig. 2; Deczkowski, Gajewska, 1980). Rowy tego wieku zostały odnotowane również ponad wysadami solnymi w niecce szczecińskiej i mogileńsko-lódzkiej. Ten podrzędny epizod ekstensji, w którym rowy mezozoiczne były reaktywowane najprawdopodobniej transtensyjnie, można wiązać z ciągnięciem płyty subdukującej w Alpach, powodującym również subsydenca i ekstensję w tamtejszym basenie molasowym.

Transtensja na monoklinie przedsudeckiej była jednoczesna ze zmianą rozkładu subsydenca na obszarze Polski. O ile jeszcze w środkowym eocenie subsydenca uwarunkowana była wyniesieniem wału śródpolskiego, to od oligocenu miała ona związek z wyniesieniem wału metakarpackiego (fig. 1B, 3A). Kontekst geotektoniczny sugeruje, że wyniesienie wału metakarpackiego mogło być początkowo efektem kompresyjnego fałdowania skorupy ziemskiej, które można korelować z kolizją w Dynarydach i Alpach (Schmid i in., 2008). Następnie, wraz z migracją oceanicznej strefy subdukcji ku północy wyniesienie to mogło ewoluować w typowy fleksuralny wał przedpola orogenu (Krzywiec, Jochym, 1997; Jarosiński i in., 2009). Ze względu na prawdopodobnie zasadniczo odmienne, a występujące kolejno po sobie, mechanizmy wyniesienia wału – starszy przez wyboczenie kompresyjne, a młodszy przez gnieć fleksuralne w warunkach regionalnej ekstensji – proponuje się tu używanie dla ich efektów osobnych terminów w postaci, odpowiednio, wału metakarpackiego (etap starszy) i wału przedkarpackiego (etap młodszy). Świadectwem stopniowego wynoszenia wału (por. też podrozdziały 8.4 i 8.4.2) są obserwowane na jego północnym skłonie łagodne wyklinowania osadów oligoceńskich osiągających miąższość 60–100 m (Piwocki, 2004).

Główna faza aktywności rowów tektonicznych w kenozoiku na Niżu Polskim rozpoczęła się w późnym oligocenie i trwała do późnego miocenu. Tym razem objęła ona cały obszar na północ od fleksuralnego wału przedkarpackiego poza kratonem EEC, który wykazywał stabilność przez cały kenozoik (fig. 3B, C). Ekstensyjne rowy o szerokości kilku kilometrów, długie na kilkanaście do kilkudziesięciu kilometrów rozwinęły się na skutek reaktywacji starszych struktur o charakterze rowów transtensyjnych, powstałych od środkowego triasu do środkowej jury (Widera i in., 2008; Jarosiński i in., 2009), które uległy częściowej inwersji w późnej kredzie, głównie jako struktury transpresyjne (Deczkowski, Gajewska, 1980; Lamarque i in., 2002). Rowy kenozoiczne o niewielkiej ekstensji są czułyymi wskaźnikami zmian reżimu naprężeń (fig. 2). We wczesnym i środkowym miocenie rowy na Niżu Polskim ulegały subsydenca, a w ich obrębie deponowane były osady lądowe, w tym pokłady węgla brunatnego o podwyższonej miąższości. Dotyczyło to również rowów zlokalizowanych nad wysadami solnymi, a także na szeroko pojętym obszarze sudeckim. Podczas ingresji morskich neogenu, fleksuralny wał przedkarpacki stanowił granicę pomiędzy prowincjami faunistycznymi zapadliska przedkarpackiego i basenu środkowoeuropejskiego (fig. 1C; Oberc, 1972), powodując dzisiejsze problemy z korelacją stratygraficzną domeny Paratetydy z resztą obszaru Polski (np. Steininger, Rögl, 1984; Olszewska i in., 1996). Dopiero w środkowym miocenie doszło do połączenia tych basenów na obszarze sudeckim.

Szukając źródła ekstensji w omawianej części Europy, można przyjąć, że na przedpolu Alp, po oberwaniu płyty oceanicznej, od późnego oligocenu przez miocen, panowała umiarkowana kompresja (Schmid i in., 2008; Jarosiński i in., 2009). Również na pasywnym brzegu kontynentu przylegającym do Atlantyku nacisk płyty rozrastającego się oceanu wzbudzał coraz silniejszą kompresję. Ponieważ rowy występują na północ od przedkarpackiego wału fleksuralnego, to czynnik ekstensji fleksuralnej na karpackim brzegu kontynentu był tu prawdopodobnie zaniedbywalny. Zatem przyjąć można, że głównym czynnikiem ekstensji było wówczas ciągnięcie subdukującej płyty oceanicznej w karpackiej strefie kolizji, która na przełomie oligocenu i miocenu osiągnęła już głębokość ok. 100 km, odpowiednią dla generowania wulkanizmu nadsubdukcyjnego w basenie panońskim (Seghedi, Downes, 2011). Warto podkreślić, że etap ekstensji płyty przedpola Karpat był jednoczesny z etapem największego tempa deformacji kompresyjnych w Karpatach. Jest to typowe zjawisko związane z dojrzałymi strefami subdukcji, w których głęboko zakorzeniona ekstensja tonącej płyty oceanicznej jest przenoszona daleko na płytę przedpola, zaś naskórkowa kompresja ogranicza się do pokrywy osadowej „zdrapanej” przez górną płytę w sąsiedztwie strefy subdukcji (fig. 3B, C). Ekstensja i subsydenca rowów tektonicznych była też jednoczesna z magmatyzmem, który w oligocenie obejmował

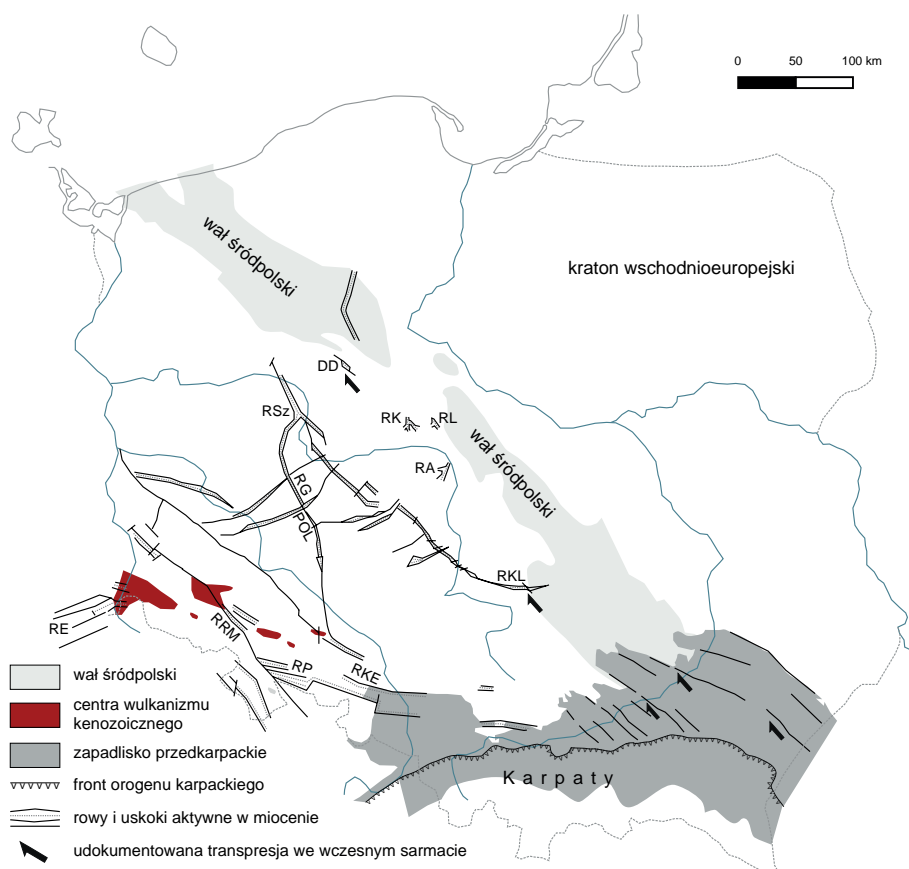


FIG. 2. Uskoki i rowy tektoniczne na przedpolu Karpat aktywne w miocenie (wg Jarosińskiego i in., 2009, zmienione). Skróty odniesione do wybranych struktur omawianych w tekście: DD – depresja Damasławka; POL – rów Poznań-Oleśnica; RA – rów Adamowa; RE – rów Egeru (Ohrzy); RG – rów Gostynia; RK – rów Kleczewa; RKE – rów Kędzierzyna; RKL – rów Lubstowa; RL – rów Paczkowa; RP – rów Paczkowa; RSz – rów Szamotuł; RRM – rów Roztoki-Mokreszowa

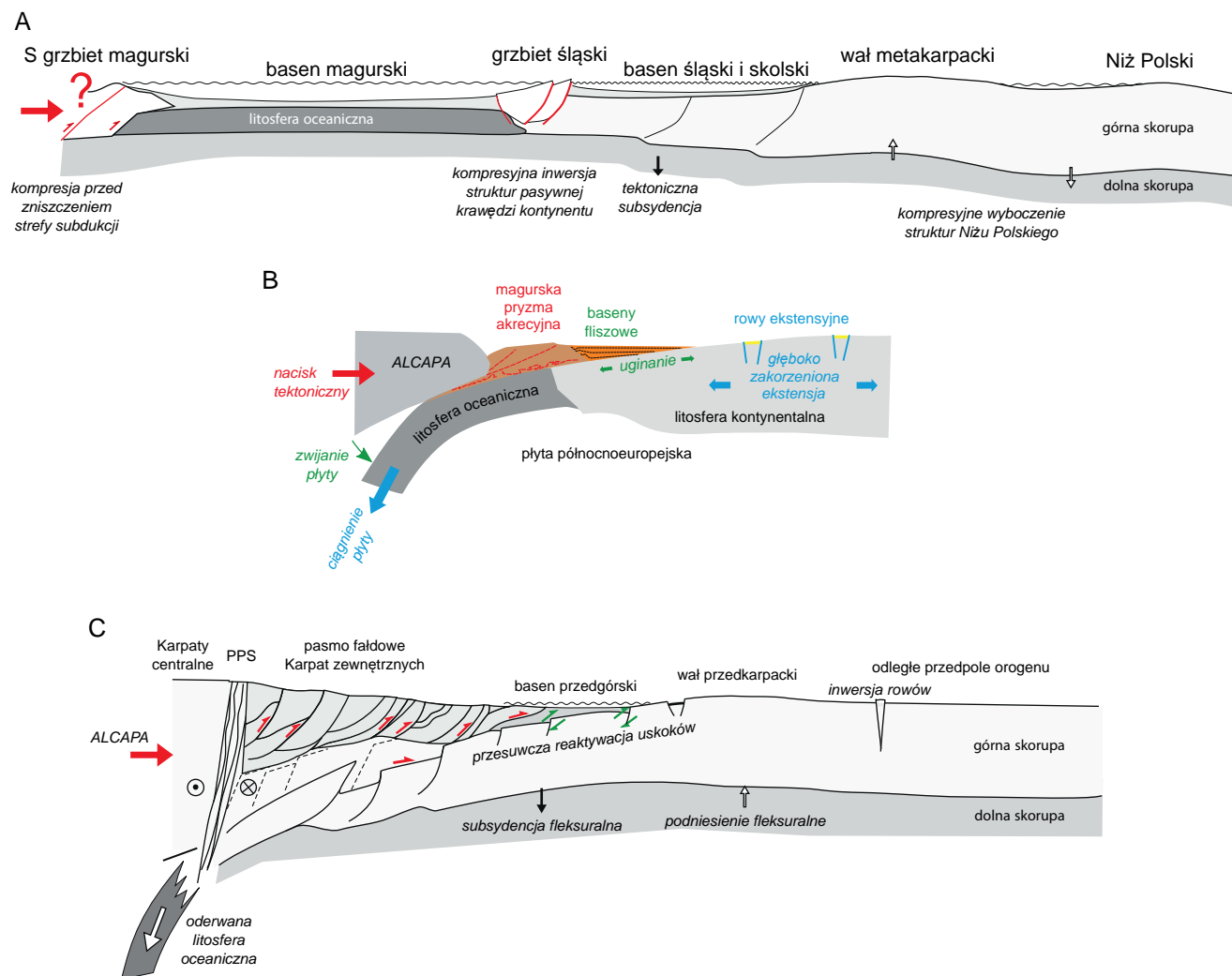


FIG. 3. Schematyczny przekrój przez Karpaty ilustrujący główne fazy i mechanizmy oddziaływania orogenu na przedpole. A faza poprzedzająca utworzenie strefy subdukcji – silna głęboko zakorzeniona kompresja, w efekcie prowadząca do zniszczenia strefy subdukcji, przenoszona na przedpole Karpat (późny eocen). B dojrzała faza subdukcji skorupy oceanicznej, generującej naskórkową kompresję w obrębie Karpat i głęboko zakorzenioną ekstensję w płycie przedpola orogenu (oligocen/miocen). C faza zaciśnięcia strefy kolizji po oderwaniu litosfery oceanicznej – naskórkowe dofałdowanie Karpat i głęboko zakorzeniona transpresja na przedpolu orogenu (środkowy miocen). Figura A i C na podstawie Jarosińskiego i in. (2009), znacząco zmienione

mował rozległy obszar przedpola Alp, a w segmencie wschodnim – rów Egeru (Ohrzy) i obszar sudecki (Ziegler, 1992). Powstanie ryftów mogło być uwarunkowane pękaniem płyty przedpola w wyniku głęboko zakorzenionej kolizji alpejskiej angażującej skorupę ziemską płyty przedpola.

Intensywna subsydencja rowów tektonicznych na Niżu Polskim zakończyła się w środkowym miocenie wraz z oberwaniem się płyty oceanicznej w Karpatach zachodnich (Nemčok i in., 1998; Wortel, Spakman, 2000), kończącym etap ekstensji wzbudzonej ciągnięciem płyty subdukującej. Późniejsza sedymentacja w rowach mogła wynikać z resztkowej subsydencji napędzanej kompaktacją zdeponowanych tam słabiej skonsolidowanych osadów o podwyższonej miąższości. Po ustaniu subsydencji niektóre struktury – np. nadkład wysadu Damastawka, czy rów Kleszczowa, uległy inwersji. Zjawisko to, podobnie jak w przypadku struktur inwersyjnych w zapadlisku przedkarpaccim, mogło zachodzić w reżimie transpresyjnym, w fazie zakorzenionej w głębi skorupy ziemskiej kompresji. Kompresja była następstwem oderwania się płyty oceanicznej i zatrzaśnięcia strefy kolizji bloku ALCAPA z europejską krawędzią płyty w segmencie Karpat zachodnich (Nemčok i in., 1998; Jarosiński i in., 2009). Epizod głęboko zakorzenionej kompresji trwał krótko, po czym w późnym miocenie i pliocenie nastąpiła prawdopodobnie faza relaksacji płyty przedpola orogenu bez stwierdzonych wskaźników reżimu naprężeń. Ostatnie stadium wygasającego wulkanizmu w Sudetach datowane na pliocen (Malkovsky, 1975; Badura i in., 2007; Ziegler, Dézes, 2007; Pańczyk i in., 2023) można wiązać z fazą relaksacji naprężeń. Tym samym, pliocen można uznać za początek fazy neotektonicznej na obszarze Polski (Jarosiński i in., 2022), w której konfiguracja sił tektonicznych jest zbliżona do dzisiejszej.

Narastająca kompresja ze strony pasywnego brzegu kontynentalnego oraz zmienne siły tektoniczne przenoszone na obszar Polski od południa Europy przez zablokowane strefy kolizji w Alpach i Karpatach sprawiały, że trajektorie największego naprężenia fazy neotektonicznej były zorientowane prostopadle do łuków orogenicznych, a następnie, ku północy, w głębi płyty kontynentalnej stopniowo skręcały w stronę pasywnego brzegu Atlantyku. W plejstocenie na obszarze Polski pojawił się dodatkowy czynnik geodynamiczny w postaci zlodowaceń. Obciążenie łądolodem prowadziło do cyklicznego wzrostu naprężeń i ciśnień porowych w zalegających pod lodem osadach (Trzeciak i in., 2020), jak również do ruchów glaciostatycznych (Steffen, Wu, 2011). Teoretycznie, pograżenie litosfery kompensujące izostaticznie obciążenie łądolodem mogło wynosić ok. 300 m na każdy kilometr miąższości łądolodu, choć ze względu na opory uginania sprężystych warstw płyty, mogło być mniejsze. W ocenie Liszkowskiego (1975), amplituda takich odkształceń na obszarze Polski mogła dochodzić zaledwie do 50–60 metrów. Złożenie pionowych ruchów glaciostatycznych z uginaniem litosfery komplikowało oddziaływanie na struktury tektoniczne, które mogło wzmacniać tendencje do aktywacji uskoku normalnych lub odwróconych (MuirWood, 2000; Pascal i in., 2010). Uważa się, że największa niestabilność uskoku występuje podczas zanikania łądolodu, a w Skandynawii trwa jeszcze współcześnie (Gregersen, Voss, 2014). Ówczesna reaktywacja uskoku mogła wzbudzać trzęsienia ziemi znacznie silniejsze od współczesnych, a fale sejsmiczne mogły powodować upłynianie nieskonsolidowanych osadów i powstawanie sejsmitów (Belzyt, Pisarska-Jamroży, 2017). W Polsce wyraźna reakcja glaciostatyczna po ostatnim zlodowaczeniu wygasła ok. 9000 lat temu (Uścińowicz, 2003), dlatego spodziewać się można znikomego wpływu tego czynnika w holocenie na rozkład naprężeń skorupowych, które na terenie Polski mają głównie genezę tektoniczną (Jarosiński i in., 2022).

8.2. STAN I PERSPEKTYWY ROZPOZNANIA STRUKTUR KENOZOICZNYCH W ŚWIETLE ROZDZIELCZOŚCI PRZESTRZENNEJ DANYCH TOPOGRAFICZNYCH, GEOLOGICZNYCH ORAZ GEOFIZYCZNYCH

Wojciech Włodarski, Leszek Marks, Piotr Krzywiec

Zapis strukturalny kenozoicznej aktywności tektonicznej, w tym procesów uskokowania, nie budzi kontrowersji na obszarach bardzo płytkiego lub powierzchniowego występowania litych skał podłoża podkenozoicznego (przede wszystkim w Sudetach i pasie wyżyn południowej Polski; por. Rühle, 1973; Dadlez, Jaroszewski, 1994; Zuchiewicz, 2010). Szczególnie dotyczy to przypadków, w których osady kenozoiczne charakteryzują się mniej lub bardziej ciągłymi zmianami miąższości oraz litologii, dobrze korelującymi się ze strukturami litego podłoża (Kowalski, 1968). Taka korelacja jest ważna, ponieważ rozwój rzeźby, choć kontrolowany przypowierzchniową tektoniką danego obszaru, sam w sobie nie może być wyznacznikiem młodej aktywności tektonicznej. Zwrócili na to uwagę Kosmowska-Sufczyńska (1998) oraz Zuchiewicz i in. (2007) w odniesieniu do regionu świętokrzyskiego. Pomimo bardzo dobrze rozwiniętej rzeźby strukturalnej, brak jest na tym obszarze zapisu aktywności tektonicznej bezpośrednio w osadach kenozoicznych,

biorąc pod uwagę ich rozkład przestrzenny, zróżnicowanie miąższościowe, a także obecność w ich obrębie drobnych struktur tektonicznych. Dla porównania, istnieje dobrze udokumentowany zapis osadowy aktywności tektonicznej podłoża w kenozoiku w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, na obszarze Ponięcia (Łyczewska, 1975; Kowalski, 1996; Krysiak, 2000). Niemniej jednak obszar ten stanowi już północną część zapadliska przedkarpacciego (poza zakresem tego rozdziału).

Interpretacja aktywności tektonicznej w osadach kenozoicznych na obszarze Niżu Polskiego przysparza znacznych trudności. Wynika to z występowania miększej pokrywy czwartorzędowej oraz jej podścielenia przez porównywalnie gruby kompleks osadów paleogenu i neogenu o podobnej litologii. Nie bez znaczenia jest stosunkowo słabe rozpoznanie struktur tektonicznych, manifestujących się w topografii podłoża podkenozoicznego czy też spągu/stropu warstw młodszych. Niestety, dotyczy to również spągu czwartorzędowego i to pomimo że topografia tej powierzchni jest najlepiej rozpoznana na Niżu Polskim w związku z realizacją Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, a ostatnio również reambulowanej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000. Lepsze rozpoznanie młodych struktur tektonicznych cechuje obszary płytkiego zalegania skał podłoża podkenozoicznego w obrębie regionalnych jednostek tektonicznych, jak również w strefach występowania lokalnych elewacji strukturalnych (fig. 4). Ważną rolę w rozpoznaniu kenozoicznych struktur tektonicznych, i to nawet w skali lokalnej, odgrywają złoża węgla brunatnego. Jednak zasięg przestrzenny tych złóż jest dość ograni-

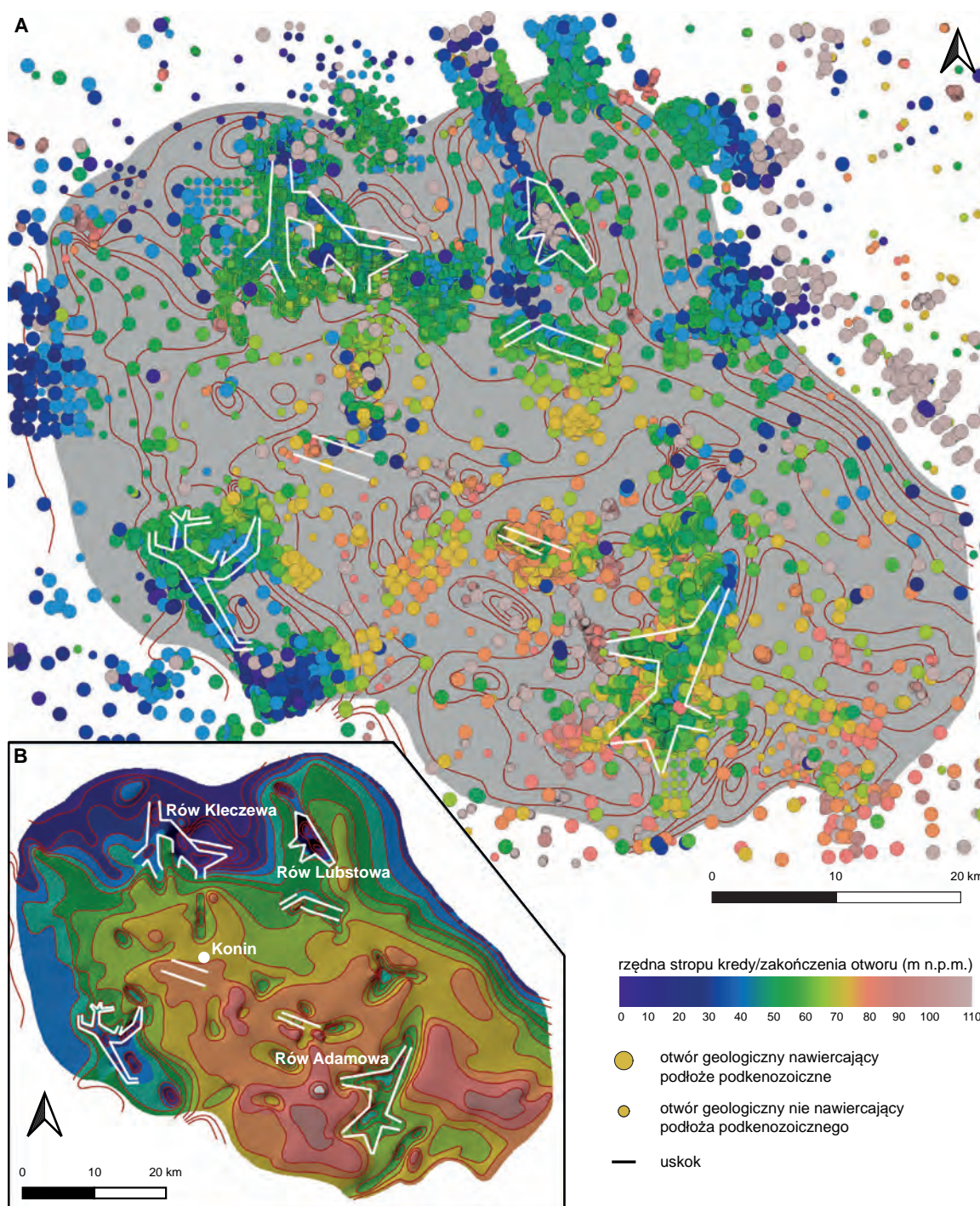


FIG. 4. Możliwości rozpoznania struktur tektonicznych na przykładzie elewacji konińskiej jako obszaru płytkiego zalegania podłoża podkenozoicznego, a także występowania licznych lokalnych rowów tektonicznych ze złożami węgla brunatnego.

A lokalizacja otworów geologicznych z Centralnej Bazy Danych Geologicznych (PIG-PIB, Warszawa) na tle wybranych elementów mapy strukturalnej stropu mezozoiku wg Widery (1998); B mapa strukturalna stropu mezozoiku (wg Widery 1998, zmodyfikowano). Zastosowana skala barw, wspólna dla stropu mezozoiku i rzędnych zakończenia otworów, pozwala ocenić przydatność otworów nie nawierających stropu mezozoiku dla rozpoznania struktur tektonicznych podłoża podkenozoicznego

czony, zwykle do wąskich stref występowania rowów tektonicznych. Istotnym utrudnieniem przy ocenie kenozoicznej aktywności tektonicznej jest fakt, że topografia analizowanych powierzchni, w tym elementy strukturalne pochodzenia tektonicznego, w wielu miejscach jest przekształcona na skutek deformacji glacitektonicznych, a także procesów erozji rzecznej i glacialnej. Nie wiadomo też, w jakim stopniu aktywność uskoków podłoża podkenozoicznego przełożyła się na odkształcenia zlokalizowane lub rozproszone w obrębie pokrywy kenozoicznej. W większości opracowań kartograficznych, świadomie lub nie, zakłada się obecność zlokalizowanych odkształceń, wynikających z propagacji uskoków podłoża w obręb osadów kenozoicznych wzdłuż wąskich stref ścinania. W konsekwencji dominuje pogląd o blokowym charakterze pionowych przemieszczeń podłoża podkenozoicznego. Stoi to nierzadko w sprzeczności z akceptowanymi modelami propagacji uskoków w obręb płycej zalegających osadów. Modele te uwzględniają rozwój monoklinalnych fałdów naduskokowych o amplitudzie malejącej ku górze, a także sieci rozproszonych spękań. Warto w tym kontekście przypomnieć pracę Jaroszewskiego i Piątkowskiej (1988). Dotyczy ona lineamentów rozpoznanych na Roztoczu, rozumianych jako naturalne, w przybliżeniu prostoliniowe cechy powierzchni terenu, które są czytelne na optycznych i radarowych obrazach satelitarnych. Porównanie tych lineamentów z przebiegiem struktur geologicznych, występujących na różnych głębokościach, pozwoliło wskazać, że są one efektem rozproszonych odkształceń pokrywy kenozoicznej pod wpływem mobilności głębszego podłoża o charakterze blokowym.

Opisane powyżej problemy interpretacyjne wynikają z faktu, że rozpoznanie budowy geologicznej kenozoiku na Niżu Polskim opiera się głównie na interpretacji danych otworowych. O ile w obrębie złóż węgla brunatnego dostępna jest duża liczba odpowiednio głębokich otworów o regularnym quasi-siatkowym rozkładzie co 100–200 m, to na pozostałych obszarach otwory tego typu są rozmieszczone dość nieregularnie, a na terenach zabudowanych – dodatkowo w postaci skupisk, średnio co 800 m (fig. 4). Taka sytuacja wymusza konieczność ekstrapolacji danych otworowych na przekrojach geologicznych. Wynika z tego, że optymalna rozdzielczość obrazów przedstawiających topografię powierzchni geologicznych odwzorowanych na numerycznych modelach w GIS może wynosić od 50 do 100 m w przypadku gęsto rozwierzonych złóż węgla brunatnego oraz 400 m i więcej na pozostałych obszarach (Hengl, 2006; Włodarski, 2014). Tym samym, w pierwszym przypadku istnieje możliwość dobrego odwzorowania geometrii lokalnych struktur tektonicznych, zaś w przypadku drugim dane otworowe pozwalają jedynie uchwycić generalny trend modelowanych powierzchni.

Zestawienie danych otworowych na przekrojach geologicznych pozwala uchwycić zmiany w rozkładzie miąższości osadów, które mogą być kontrolowane przez geometrię struktur tektonicznych podłoża. Istotne jest również występowanie w superpozycji różnowiekowych osadów stanowiących wypełnienia obniżzeń podłoża o charakterze rowów tektonicznych (Widera, 2007, 2021), kopalnych dolin rzecznych (por. Marks, 1988) i rynien glacialnych (Stankowski, Włodarski, 2019). W wielu pracach wskazuje się na możliwość interpretowania aktywności podłoża podkenozoicznego na podstawie występowania równowiekowych osadów, zalegających w bliskim sąsiedztwie na wyraźnie różnych wysokościach, co nie zawsze można wytłumaczyć procesami depozycji lub erozji (por. Ber, 2000; Morawski, 2004a; Widera, 2007).

Ostatnie lata i dekady przyniosły zasadniczy postęp w zakresie rozpoznania struktur kenozoicznych z wykorzystaniem różnego rodzaju pomiarów geofizycznych (por. Krzywiec i in., 2004a, b; Morawski i in., 2004; Ostrowski i in., 2023). W przypadku grawimetrii możliwe jest uzyskanie przybliżonych informacji na temat przestrzennych zmian i morfologii podłoża kenozoiku. Z kolei dane geoelektryczne i sejsmiki refrakcyjnej pozwalają na obrazowanie budowy geologicznej kenozoiku wzdłuż profili 2D, ale na ogół z rozdzielczością zbyt niską do jednoznacznej identyfikacji potencjalnych

uskoków tnących kenozoik i jego podłoże. Dane radarowe (GPR) mają wystarczającą rozdzielczość, jednak zasięg głębokościowy tej metody jest często zbyt mały dla zobrazowania skomplikowanych struktur tektonicznych sięgających do głębokości od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Od pewnego czasu do badań tektoniki kenozoiku wykorzystywane są również dane sejsmiki refleksyjnej. Mogą to być albo dane pozyskane celem obrazowania kenozoiku i jego podłoża (np. ponad wysadami solnymi), albo dane sejsmiczne pozyskane przez przemysł naftowy w celu rozpoznania utworów permu, obrazujące jednak – czasem bardzo szczegółowo – również strop mezozoiku oraz nadkład kenozoiczny.

Osobnego omówienia wymagają opracowania kartograficzne przedstawiające budowę geologiczną i ukształtowanie podłoża czwartorzędu na Niżu Polskim. Zostały one zrealizowane w ramach Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, a także są ważnym elementem reambulowanej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000. Opracowania te stanowią najczęściej przyjmowaną bazę wyjściową dla określenia rodzaju i wielkości ruchów tektonicznych w czwartorzędzie. Kolejne wersje map geologicznych podłoża czwartorzędu opierały się na stopniowo rosnącej liczbie otworów wiertniczych oraz na coraz większym wykorzystaniu profili geofizycznych, głównie elektrooporowych, sejsmicznych i grawimetrycznych (por. Morawski, 2004b; Morawski i in., 2004). Niemniej jednak w opracowaniach kartograficznych ostateczny obraz ukształtowania powierzchni podłoża czwartorzędu w znacznym stopniu zależy od koncepcji dotyczącej charakteru procesów kształtujących tę powierzchnię (m.in. przypisywania dominującej roli erozji rzecznej lub lodowcowej, glacitektonice lub tektonice). Pewien wpływ na interpretację miały również zmieniające się poglądy na położenie stratygraficzne dolnej granicy czwartorzędu (por. Marks, 2010). Należy tutaj wspomnieć również o problemie jednorodności litologicznej osadów plejstocenu dolnego i neogenu, które są określane łącznie jako tzw. seria preglacialna, powodującym zmiany w klasyfikacji jednostek stratygraficznych neogenu i plejstocenu dolnego. Przy opracowaniu kartograficznym budowy geologicznej i ukształtowania podłoża czwartorzędu nie bez znaczenia jest identyfikacja deformacji glacitektonicznych, w których odkłute i oderwane pakiety osadów podłoża stanowią część sekwencji osadów czwartorzędowych (Marks i in., 2022a, b), co nie zawsze było brane pod uwagę.

Pomimo miększej pokrywy osadów kenozoicznych, aktywność tektoniczna ich podłoża na Niżu Polskim podczas czwartorzędu w znacznym stopniu wpłynęła na geometrię, układ i rozmieszczenie form rzeźby terenu. W przypadku form pochodzenia rzecznoego chodzi przede wszystkim o geometrię sieci rzecznej, zróżnicowanie nachylenia powierzchni tarasów i profili podłużnych koryt rzecznych, np. w związku z występowaniem progów poprzecznych w korycie, stwierdzonych m.in. w dolinach środkowej Wisły, dolnego Bugu i dolnej Wkry (Lencewicz, 1927; Kondracki, 1933; Baraniecka, 1975). Również formy pochodzenia glacialnego, tj. rynny glacialne, formy akumulacji szczelinowej i ozy, moreny czołowe czy wreszcie pradoliny, wykazują mniej lub bardziej czytelne związki z elementami tektoniki podłoża (Baraniecka, 1975; Molewski, 2007; Ber, 2009; Morawski, 2009a, b; Gruszka i in., 2012; Stankowski, Włodarski, 2019). Wymienione powyżej formy rzeźby terenu lub ich fragmenty mogą współtworzyć linijne lub łagodnie zakrzywione lineamenty (Dadlez, Jaroszewski, 1994). Ich dotychczasowa interpretacja tektoniczna opierała się głównie na analizie zobrażeń satelitarnych (Bażyński i in., 1984; Jaroszewski, Piątkowska, 1988; Graniczny, Mizerski, 2003), natomiast ostatnio w tym celu wykorzystuje się wysokorozdzielcze numeryczne modele wysokościowe, oparte na przetworzeniu danych LiDAR (Kamiński, 2020). Jednak, poza nielicznymi wyjątkami (Morawski, 2009a), jak dotąd nie przeprowadzono weryfikacji wyróżnianych w literaturze lineamentów na podstawie danych geofizycznych. Problem ten dotyczy nie tylko relacji przestrzennych między lineamentami a strukturami podłoża podkenozoicznego, które są czytelne na profilach sejsmiki refleksyjnej, ale również danych grawimetrycznych czy magnetycznych.

8.3. SUDETY I BLOK PRZEDSUDECKI – PÓŻNOKREDOWO-KENOZOICZNA AKTYWNOŚĆ TEKTONICZNA

Artur Sobczyk, Janusz Badura

Sudety i blok przedsudecki, ze względu na wspólne cechy budowy geologicznej łączone razem w blok dolnośląski (Stupnicka, 1989; Żelaźniewicz, Aleksandrowski, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011), zaś w tym tomie nazywane również łącznie „obszarem sudeckim”, rozdziela od siebie jedna z najbardziej znanych i spektakularnie odzwierciedlających się w morfologii terenu struktur tektonicznych w Polsce – sudecki uskoc brzeżny (fig. 5, 6). Tworzy on wyraźną krawędź morfologiczną o biegu ~NW–SE i długości ok. 130 km (Oberc, Dyjor, 1969; Krzyszkowski i in., 1995; Krzyszkowski, Bowman, 1997; Migoń, 1999a; Badura i in., 2007a, b; Štěpánčíková i in., 2010, 2011, 2022). Uskok sudecki brzeżny ma założenia warwyscyjskie, karbońskie (np. Aleksandrowski i in., 1997) – co najmniej od czasów Cloosa (1922), wiadomo, że pierwotnie, tj. zapewne od późnego paleozoiku i – przynajmniej częściowo – również po późnej kredzie, blok przedsudecki był wzdłuż niego istotnie wypiętrzony względem bloku sudeckiego (np. Oberc, 1972). Za taką interpretacją przemawia m.in. brak na przeważającej części bloku przedsudeckiego szeroko rozprzestrzenionych w Sudetach, osadów karbonu górnego, permu, triasu oraz osadów górnej kredy. Natomiast w trakcie kenozoiku nastąpiła wzajemna zmiana położenia obu bloków tektonicznych, tak że Sudety znalazły się wyraźnie wyżej względem swego północno-wschodniego przedpoła (Cloos, 1922; Oberc, Dyjor, 1969; Oberc, 1972; Skácel, 1979; Ludwig, 2001).

Również po stronie czeskiej blok Sudetów, zwłaszcza w swej zachodniej części, jest obciążony uskokami brzeżnymi (fig. 5) o rozciągłości WNW–ESE, w tym szeroko znanym nasunięciem łużyckim (np. Coubal i in., 2015), oddzielającymi wyniesione paleozoiczne podłoże od położonego na południe, obniżonego czeskiego basenu kredowego, jakkolwiek ku wschodowi również część basenu kredowego wchodzi w skład wypiętrzonego bloku sudeckiego. Dalej na wschód uskoki ograniczające od SW blok sudecki skręcają w kierunku bardziej południkowym. Z kolei, od północnego zachodu blok Sudetów jest obciążony przez uskoki NE segmentu rowu tektonicznego (ryftu) Ohrzy, o rozciągłości SW–NE i łącznej długości ok. 350 km. Rozwój tego rowu rozpoczął się z końcem eocenu i osiągnął maksimum w oligocenie (Ulrych i in., 2011). Składa się on z szeregu zapadłisk tektonicznych (Pešek

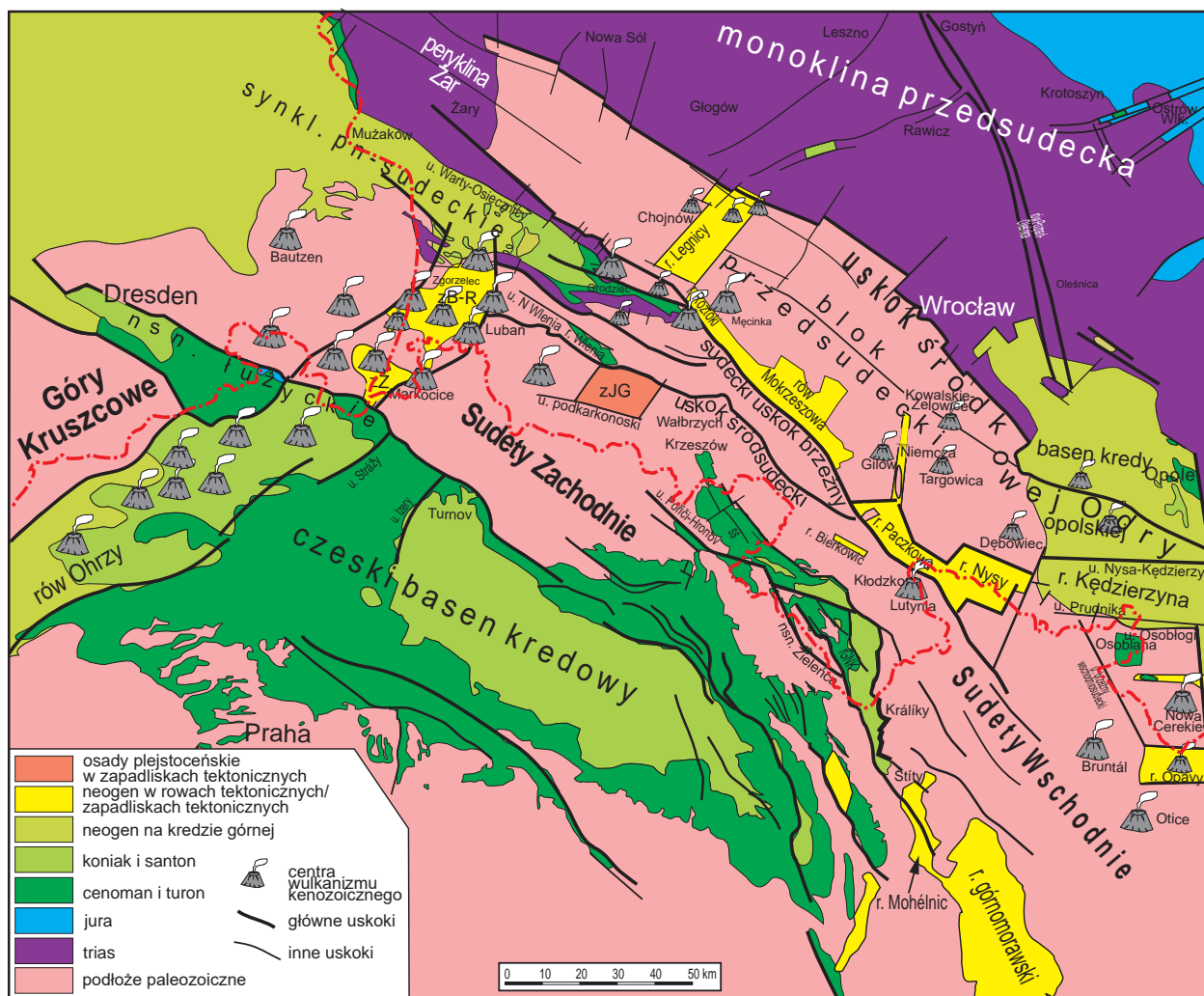
i in., 2010) i rozległych centrów wulkanicznych oraz przedzielających je wąskich bloków skał warwyscyjskiego podłoża (Malkovský, 1987; Adamovič, Coubal, 1999; Suhr, 2003; Kasiński i in., 2003).

Szczegółowe rozpoznanie kenozoicznej aktywności tektonicznej obszaru sudeckiego jest w znacznej mierze utrudnione przez fakt, że na obszarze bloku Sudetów obecność skał kenozoicznych jest znikoma (fig. 5) i ogranicza się głównie do punktowych wystąpień bazaltoidów (Badura i in., 2006; Birkenmajer i in., 2011; Pańczyk i in., 2023) oraz nielicznych stanowisk osadów lądowych (Jahn i in., 1984; Sroka, Kowalska, 1998; Sobczyk i in., 2024). Sytuacja w tym zakresie jest lepsza w rowie Ohrzy, a także na bloku przedsudeckim oraz na jego szerokim północnym przedpołu, gdzie rozprzestrzenione są osady kenozoiczne, częściowo stanowiące zapis wspomnianej aktywności, chociaż miejscami nieco odległy w przestrzeni.

8.3.1 Późna kreda–eocen: regionalna kompresja i ekshumacja tektoniczna

Kenozoicznej ewolucji tektonicznej bloku dolnośląskiego nie sposób rozpatrywać bez uwzględnienia rozpoczętego jeszcze przed nastaniem kenozoiku znaczącego epizodu późnokredowo-wczesnopaleogeńskiej kompresji (Sobczyk, Szczygieł, 2021 i dyskusja tamże). Epizod ten spowodował inwersję permo-mezozoicznych basenów sedymentacyjnych bloku dolnośląskiego oraz odkształcenia ich warwyscyjskiego podłoża, które odbyły się w przedziale czasu ~86–50 mln lat i polegały głównie na generalnym wypiętrzeniu w warunkach nierównomiernej ekshumacji tektonicznej (Sobczyk i in., 2020). Wydarzenie to, w starszej literaturze (np. Beyer, 1939; Oberc, 1972) odnoszone do faz tektonicznych młodosaksońskiej lub laramijskiej, objęło swym zasięgiem znaczną część środkowej i zachodniej Europy na północ od Alp i Pirenejów, w tym Masyw Czeski wraz z obszarem sudeckim na jego NE obrzeżeniu (por. np. Kley, Voigt, 2008; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). W efekcie, na wspomnianym obszarze wykształciło się dość szerokie spektrum struktur tektonicznych, zarówno kruchych, jak i podatnych. Do tych pierwszych tradycyjnie zaliczane są (choć wiek powstania niektórych z nich bywa ostatnio przesuwany do kenozoiku – p. niżej oraz rozdział WZS 8) kilku- lub kilkunastokilometrycznych rozmiarów (długość/szerokość) rowy tektoniczne (m.in. rowy Wlenia, rów górnej Nysy Kłodzkiej), zawierające osady permo-mezozoiku, a na swych obrzeżach (ramionach, ang. *shoulders*) odsłaniające przedpermie, warwyscyjskie podłoże. Rowy te są zazwyczaj ograniczone stromymi

FIG. 5. Późnokenozoiczna sytuacja tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego na północnym skraju Masywu Czeskiego oraz główne jednostki strukturalne regionu. Skróty: r – rów tektoniczny; nsn – nasunięcie; synkl. pn-sudeckie – synklinorium północnosudeckie; u – uskoc; rGNK – rów tektoniczny górnej Nysy Kłodzkiej; sś – synklinorium śródsudeckie; zB-R – zapadlisko Berzdorf–Radomierzyce; zJG – zapadlisko Jeleniej Góry; zŻ – zapadlisko Żytawy



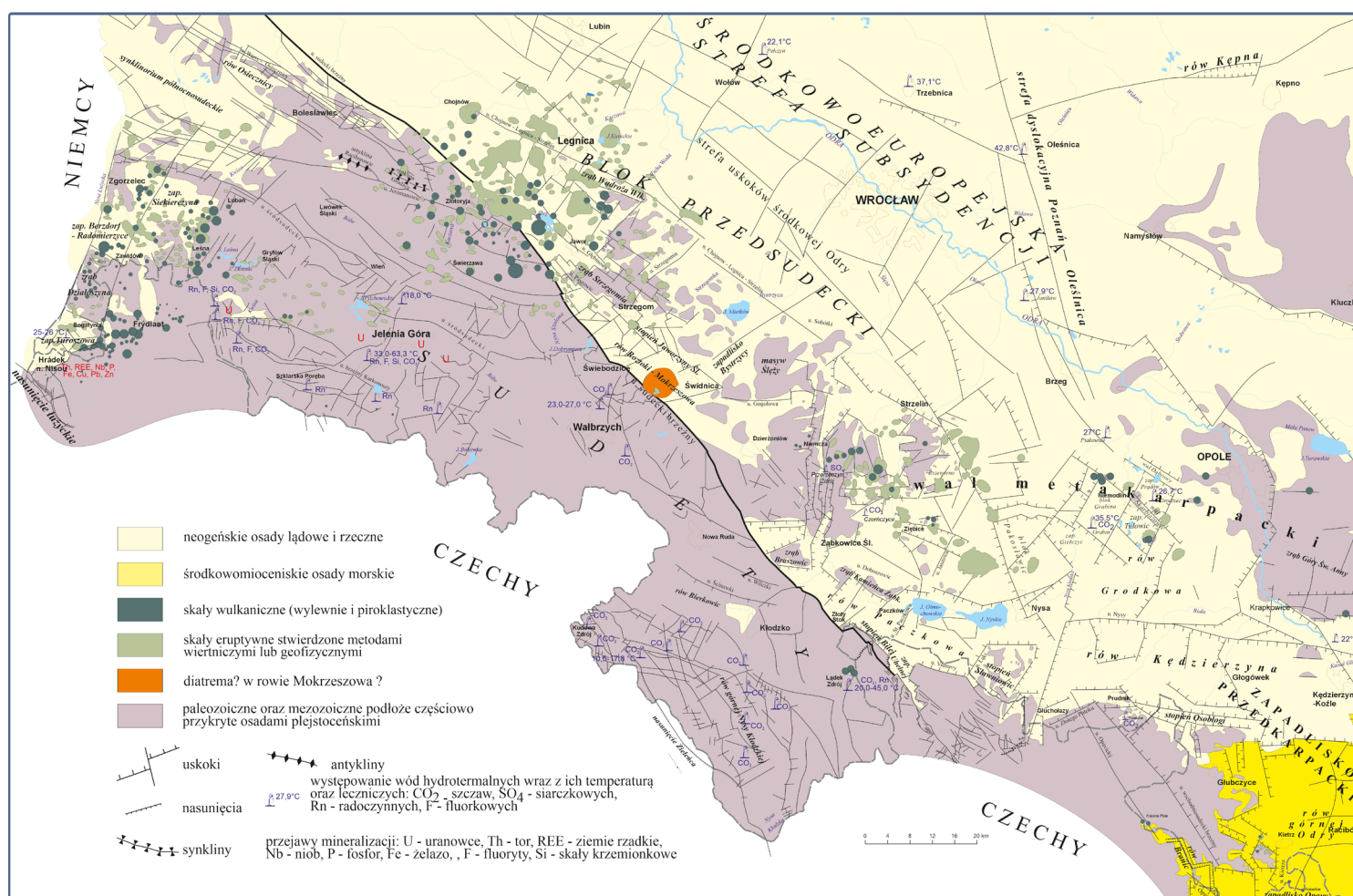


FIG. 6. Fragment mapy neotektonicznej Dolnego Śląska (Badura, Przybylski, 2000), obejmujący Sudety i blok przedsudecki. Mapę opracowano na podstawie szerokiego zakresu danych: kartograficznych (z wykorzystaniem przesłanek geomorfologicznych), wiertniczych, stratygraficzno-sedymentologicznych i geofizycznych (w tym grawimetrycznych). Oprócz sieci uskoków interpretowanych jako aktywne w neogene (głównie reaktywowane), mapa prezentuje przejawy młodego wulkanizmu oraz wystąpienia wód termalnych i mineralizacji związanych genetycznie z procesami neotektonicznymi

uskokami o kinematyce odwróconej, bądź normalnej. Późnokredowo-wczesnopaleogeńskie struktury tektoniczne o charakterze podatnym są w Sudetach reprezentowane przede wszystkim przez dwie regionalne rozmiary synklinoriale struktury fałdowe – synklinoria północnosudeckie i śródsudeckie, a także przez charakterystyczne, synklinalne ugięcia wypełnień osadowych we wspomnianych rowach tektonicznych (np. Oberc, 1972; Górczyca-Skała, 1977; Kowalski, 2021). Synklinoria są stowarzyszone z rozdzielającymi je i przyległymi do nich od NE i SW antyformalnymi ugięciami stropu podłoża waryscyjskiego (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022, zob. też podrozdział 5.2.2 oraz fig. 3 tamże). U schyłku kredy i w paleocenie, ok. 75–60 mln lat temu, w rejonie kłodzkim, na obszarze kopuły orlicko-śnieżnickiej zaznaczyła się aktywność licznych struktur kruchych w postaci uskoków odwróconych i mniej lub bardziej potogich nasunięć, w tym m.in. nasunięcia Zieleńca (Cymerman, 1990; Kozdrój, 2014; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022), czy udokumentowanych geologicznie zespołów uskoków odwróconych (Don, 1996) w otoczeniu powstałego później, najprawdopodobniej w paleogenie (Sobczyk i in., 2020) lub neogene (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022), rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Aktywność ta była realizowana w kontrakcyjnym reżimie deformacji, przy dominującym na przełomie kredy i paleogenu kierunku NE–SW do NNW–SSE maksymalnej kompresji poziomej S_{Hmax} (Sobczyk, Szczygieł, 2021; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). Również w przypadku znacznych rozmiarów strefy uskokowej Poříčí–Hronov, ograniczającej dziś od SW środkową, górską część masywu Sudetów pomiędzy Karkonoszami i Górami Stołowymi (fig. 5 oraz figury 1 i 22 w podrozdziale 5.2.2), tektonika kompresyjna i związane z nią inwersyjne struktury tektoniczne są interpretowane jako zapis analogicznie zorientowanego późnokredowo-wczesnopaleogeńskiego pola naprężeń (Špaček i in., 2006, 2015; Nováková, 2014). To samo dotyczy obserwowanego współcześnie w Sudetach i na ich przedpołu regionalnego systemu spękań ciosowych, zwykle obejmującego dwa wzajemnie ortogonalne zespoły stromych spękań o biegach zbliżonych do NW–SE oraz NE–SW (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022).

Wyniki badań termochronologicznych (zob. też rozdział 7) wskazują, że na obszarze Sudetów w późnej kredzie–wczesnym paleogenie miały miejsce dwa główne epizody chłodzenia skał podłoża związane z ich ekshumacją: w późnej kredzie (ok. 100–80 mln lat temu) oraz podczas paleocenu–eocenu (ok. 65–45 mln lat temu).

Skala wypiętrzających ruchów pionowych w obrębie bloku sudeckiego w trakcie ówczesnej inwersji tektonicznej, na podstawie danych termochronologicznych jest szacowana lokalnie na co najmniej 3 km, niemniej miejscami mogły one teoretycznie (tj. przy założeniu dzisiejszych wartości gradientu geotermicznego) osiągać nawet 6 km (Danišik i in., 2010, 2012; Sobczyk i in., 2015, 2020; Botor i in., 2019) – oczywiście ich topograficzne efekty musiały być na bieżąco w znacznej mierze niwelowane przez erozję.

Z zapisu wieków chłodzenia apatyty i cyrkonu wynika, że ekshumacja tektonicznego bloku Sudetów (a dokładniej: złożonego systemu jego bloków składowych) podczas późnej kredy i kenozoiku przebiegała nierównomiernie. Szacowane metodami termochronologicznymi wartości tempa wypiętrzania wskazują, że w rejonie Karkonoszy średnie tempo ekshumacji w późnej kredzie, pomiędzy 90 a 75 mln lat temu, wynosiło ok. 0,15 km/mln lat (Danišik i in., 2010). Ze względu na ograniczoną rozdzielczość danych termochronologicznych, nie można wykluczyć, że ekshumacja ta miała w rzeczywistości charakter krótkotrwałych gwałtownych epizodów, charakteryzujących się tempem rzędu 1 km/mln lat. Z kolei na obszarze Sudetów środkowych i wschodnich faza najbardziej intensywnej ekshumacji podłoża odbywała się u schyłku kredy i na samym początku kenozoiku, z kulminacją między ok. 75 a 63 mln lat temu (Sobczyk i in., 2020). Natomiast średnie tempo ekshumacji skał kopuły orlicko-śnieżnickiej w przedziale czasu 65–45 mln lat temu oszacowano na 0,04 km/mln lat, z możliwym okresowym przyspieszeniem do poziomu 0,15 km/mln lat (Sobczyk i in., 2020).

Na podstawie danych termochronologicznych wskazywano na potencjalne związki dokumentowanych faz chłodzenia podłoża z różnoczasową aktywnością poszczególnych stref dyslokacyjnych w Sudetach, w tym uskoku sudeckiego brzeżnego (Danišik i in., 2012), uskoków przecinających Rudawy Janowickie (Sobczyk i in., 2015) oraz uskoków występujących w rejonie rowu górnej Nysy Kłodzkiej (Sobczyk i in., 2020). Wspomniane dane ukazują lokalnie dość złożoną sytuację, np. przemawiając za kilkuetapową aktywnością południowo-wschodniego fragmentu sudeckiego uskoku brzeżnego na odcinku Gór Złotych, na którym w pewnym momencie późnej kredy (w górnym koniak) zrzucane było skrzydło NE, następnie – wciąż jeszcze w późnej kredzie – pomiędzy 80 a 60 mln lat temu, podnosiło się ono ku górze, natomiast jeszcze później, już w kenozoiku (w środkowym miocenie), ponownie skrzydło NE

było zrzucone względem skrzydła przyległego (Danišik i in., 2012), zmierzając do stanu dzisiejszego, kiedy to Sudety wznoszą się nad obniżonym względem nich blokiem przedsudeckim.

Dane z analizy trakowej apatytu wskazują też, że na samym początku kenozoiku występujące dzisiaj na powierzchni terenu skały masywu karkonosko-izerskiego oraz analogiczne skały wschodniej części kopuły orlicko-śnieżnickiej były schłodzone poniżej temperatury zamknięcia dla metody trakowej w apatycie (tj. występowały już relatywnie płytko pod ówczesną powierzchnią terenu), podczas gdy środkowa strefa bloku sudeckiego wciąż jeszcze pozostawała w wyższych zakresach temperatur (czyli była jeszcze przykryta nadkładem co najmniej 3 km skał). Ta ostatnia, pogrzebana jeszcze ówczesnie strefa o przebiegu zbliżonym do NE–SW, obejmowała swym zasięgiem masyw Gór Sowich oraz synklinorium śródsudeckie (Sobczyk, 2025). Ekshumacja waryscyjskiego podłoża tego obszaru na głębokość mniejszą niż odpowiadającą temperaturze 110–120°C (tj. dla Sudetów ok. 3–3,5 km) miała miejsce w późniejszej fazie paleocenu i w eocenie, prawdopodobnie w schyłkowej fazie inwersji basenowej i denudacji tektonicznej.

8.3.2. Oligocen-wczesny miocen: stagnacja tektoniczna i erozyjno-denudacyjne zrównywanie rzeźby

Po epizodzie późnokredowo-wczesnopaleogeńskiej inwersji oraz związanym z nim istotnym wypiętrzeniem bloku dolnośląskiego (np. Migoń, Danišik, 2012; Sobczyk i in., 2015) nastąpił czas erozyjno-denudacyjnej destrukcji, głębokiego wietrzenia i zrównywania elewowanego obszaru (Jahn, 1980; Migoń, 1999b), słabo udokumentowany zapisem depozycji osadów na bloku sudeckim, natomiast lepiej na bloku przedsudeckim oraz na obszarach położonych dalej na północ i zachód. Od dziesięcioleci zwykło się przyjmować, że procesy deformacji tektonicznej rozpoczęły się na obszarze Sudetów i całego Dolnego Śląska mniej więcej w tym czasie (a dokładniej – w oligocenie), można określać jako neotektoniczne (Dyjur, 1975, 1983b, 1993), co, jednak wydaje się stanowić w tym przypadku kwestię wyłącznie semantyczną, głównie z uwagi na fakt, że w obecnym rozumieniu terminu neotektonika najczęściej utożsamiany jest z aktywnością tektoniczną na przestrzeni ostatnich 10–15 mln lat (zob. Becker, 1993; Stewart, 2005).

Niemniej, jeszcze w późnym oligocenie blok przedsudecki pozostawał wyniesiony ponad Sudety, o czym świadczy skład osadów rzecznych, stwierdzonych w rowie tektonicznym Mokrzeszowa, niecały kilometr na północ od wyraźnej w morfologii terenu dolnej krawędzi sudeckiego uskoku brzeżnego. W górnooligocenich osadach rowu Mokrzeszowa występują wyłącznie klasty pochodzące z północy, ze Wzgórz Strzegomskich (Grocholski, 1977), a zupełny brak klastów pochodzących z dzisiejszego górskiego obszaru Sudetów jednoznacznie wskazuje na południowy kierunek ówczesnego odpływu rzeczno- i, tym samym, na elewowaną pozycję bloku przedsudeckiego.

Zgodnie z wynikami badań bardziej współczesnych (Coubal i in., 2015; Sobczyk, Szczygieł, 2021), reorganizacja regionalnego pola naprężeń w górnej skorupie północnej części Masywu Czeskiego, w tym na bloku dolnośląskim, połączona ze zmianą planu pionowych przemieszczeń składających się nań bloków tektonicznych, nastąpiła w środkowym miocenie. Wiązała się ona z przyjęciem przez osie największego naprężenia poziomego S_{Hmax} orientacji WNW–ESE (ok. 300°) oraz z uniesieniem na uskoku sudeckim brzożnym bloku Sudetów ponad blok przedsudecki wraz z towarzyszącymi, głównie zrzutowymi, przemieszczeniami różnicowymi bloków składowych Sudetów i ich północnego przedpola (fig. 5, 6). Znaczna część dyslokacji waryscyjskich przedpermskiego podłoża bloku dolnośląskiego została wówczas reaktywowana, czasem ze zmianą zwrotu przemieszczenia na uskoku. Na taką też sytuację na sudeckim uskoku brzożnym wskazują szczegółowe badania Štěpánčikovej i jej zespołu (2010, 2011, 2022). Należy zauważyć, że wcześniejsi autorzy wypiętrzenie bloku sudeckiego ponad przedsudecki odnosili raczej do schyłku miocenu (Oberc, Dyjur, 1969; Oberc, 1972).

Istotna zmiana zwrotu wypadkowego przemieszczenia zrzutowego na uskoku brzożnym, powodująca podniesienie Sudetów względem bloku przedsudeckiego spowodowała, że z początkiem miocenu środkowego doszło do znaczniejszej akumulacji osadów klastycznych i organogenicznych na tym bloku. Na podstawie analizy flor kopalnych stwierdzono, że cienkie ławice węgla brunatnego są korelowalne z pokładami III i IV (ścinawskim i dąbrowskim) występującymi na Niżu Polskim (Piwocki, 1965; Dyjur, Sadowska, 1977, 1987; Ciuk, Piwocki, 1979; Kościówko, 1982; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995). Jedynie w głębokich rowach tektonicznych Żytawy, Radomierzyc i Legnicy występują węgle brunatne większej miąższości (Kasiński, 2000; Kasiński i in., 2003, 2015), reprezentujące pokłady: III ścinawski i II łuzycy, a nawet oligoceńskie osady

jeziorne (Walther, Kvaček, 2007). Wiek pokładu IV dąbrowskiego szacuje się na ok. 21–22 mln lat, pokładu III ścinawskiego na ok. 17–18 mln lat i II łuzycy na ok. 14–15 mln lat (Kasiński, Słodkowska, 2017). Osady miocenne występujące po polskiej stronie Sudetów i bloku przedsudeckiego są w pełni skorelowane z osadami występującymi w Saksonii (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997; Standke, 2006).

W miocenie środkowym i późnym w wypiętrzonych Sudetach erodowane były przeważnie osady drobno- i średnio- i zwiertzeliny ilaste. Miejscami ich aktualna miąższość przekracza 100–150 m (Kural, 1979; Kościówko, 1982; Piwocki i in., 2004). Osady te akumulowane były zarówno na bloku przedsudeckim, jak i na monoklinie przedsudeckiej. W Sudetach Zachodnich wypełniają one rów Ohrzy, zapadliska Radomierzyc i Siekierczyna (Berezowska, Berezowski, 1968; Kasiński, Panasiuk, 1987) oraz występują w rejonie Mirska i Olszanicy. Na podstawie składu petrograficznego frakcji żwirowej oraz minerałów ilastych i ciężkich frakcji nieprzezroczystej można korelować te osady z działalnością erozyjno-depozycyjną konkretnych rzek (Czerwonka, Krzyszkowski, 2001; Brański, 2002; Badura, Przybylski, 2004a).

8.3.3. Środkowy miocen–plejstocen: zapis aktywności tektonicznej Sudetów w neogenie

Nowych danych dla zrozumienia rozwoju tektonicznego Sudetów w późnym kenozoiku dostarczają również stanowiska kopalnego krasu z okolic Nowego Waliszowa w paśmie Krowiarek (Masyw Śnieżnika, Sudety Wschodnie). Oznaczenia wykonane dla osadów wypełniających leje krasowe wykazały obecność palinomorfa środkowomiocennych o wieku depozycji 15,0 ± 1,5 mln lat temu (lang-serrawal; Sobczyk i in., 2024). Wynikające z tego znaleziska wnioski paleogeograficzne wskazują, że przed środkowym mioceniem obszar tego fragmentu Sudetów charakteryzował się krajobrazem wyżynnym, jednak nie górskim, ze znacznym udziałem obszarów podmokłych. Oporając się na wspomnianych danych, jako początek wypiętrzenia wschodniej części bloku sudeckiego i związanego z nim formowania się rzeźby typowo górskiej, zbliżonej do współczesnej, przyjmuje się – podobnie jak na podstawie szeregu innych, wspomnianych już przesłanek – środkowy miocen. Skalę łącznego wypiętrzenia szacuje się na 500–1600 m, na podstawie różnicy wysokości pomiędzy podkredowym dnem rowu Nysy, a dzisiejszą powierzchnią szczytów Masywu Śnieżnika (Don, Don, 1960; Don, Gotowała, 2008). Podobnie, po badaniu (środkowy miocen) rejon Krasu Morawskiego miał zostać wypiętrzony o ok. 500 m (Otava i in., 2003), przy jednoczesnej intensywnej erozji, która w rejonie Otchłani Hranickéj (cz. *Hranická propast*) miała skutkować wyłobieniem w dewońskich wapieniach kanionu o głębokości ok. 900 m (Klanica i in., 2020). W przypadku NE skraju Sudetów Wschodnich, w podobnym przedziale czasu uległ on podniesieniu o ok. 250 m. Podane tu maksymalne wartości oszacowanego wypiętrzenia są zbliżone do tych z rejonu Karkonoszy, gdzie rozmiary erozji związanej z wyniesieniem bloku karkonoskiego od momentu umiejscowienia intruzji bazaltowej pod koniec oligocenu (szat) w rejonie Śnieżnych Kotłów wyliczono na 800 m (Zagożdżon, Zagożdżon, 2006), co przekłada się na średnie tempo ekshumacji na poziomie 0,03 km/mln lat.

Na bloku przedsudeckim, szczególnie w rejonie występowania wzgórz wyspowych (Ślęza, Wzgórz Strzegomskie, Strzeleńskie, Niemczańskie, Bielawskie i in.) w miocenie środkowym rozwinięta już była rzeźba o charakterze wyżynnym z deniwelacjami rzędu 250–500 m, wykształcona w czasach, gdy blok był wypiętrzony względem Sudetów (Badura, 1999). Założenie tej rzeźby można przypisywać zarówno głębokiemu wietrzeniu podpowierzchniowemu, opisanemu przez Büdela (1957; Migoń, 1992, 1997), jak i czynnikiem tektonicznym (Badura, 1999). Ocena, który z tych dwóch czynników miał większy wpływ na ukształtowanie powierzchni, jest każdorazowo trudna z powodu znacznego przykrycia bloku przedsudeckiego osadami kenozoicznymi oraz powszechnej wśród twórców lokalnych opracowań geologicznych manieri zaliczania utworów zwiertzelinowych podłoża do formacji osadowej neogeńskiej. Tymczasem strop osadów zwiertzelinowych wyznacza zwykle kopalną, przedśrodkowomiocenną powierzchnię terenu. Wspomniany problem metodyczny dotyczy większości dotychczasowych opracowań, które opisując powierzchnie podkenozoiczne, de facto pokazują strop powierzchni niezwiertzelonej skały podłoża (np. Cwojdzński, Jodłowski, 1978; Kural, 1979; Kościówko, 1982). W rezultacie, w przypadku wygenerowania w ten sposób wyraźnych deniwelacji tej powierzchni na mapach geologicznych, interpretowano je jako uskoki, nie uwzględniając przedmiocennej wyżynnej rzeźby terenu.

W pliocenie i wczesnym plejstocenie blok sudecki stanowił już obszar wyniesiony względem bloku przedsudeckiego, o czym świadczą m.in. dane geologiczne (Dyjur, 1983a, 1993) i geomorfologiczne (por. Różycka, Migoń, 2017). W Sudetach erodowane były wtedy dolne partie profili wietrzeniowych lub odstępnionych skał podłoża. Odstępnienie spagowych partii profili wietrzeniowych lub słabo zwiertzelonych skał podłoża zmieniło rodzaj akumulowanych na

bloku przedsudeckim osadów na grubookruchowe, nazywane tam białymi żwirami (Zeuner, 1928; Behr, zur Mühlen, 1933) lub wyróżnianymi jako żwiry serii/formacji Gozdniczy (Dyjur, 1966). Białe kolory tych osadów wynika z dominacji klastów mlecznych i częściowo przezroczystych kwarców, chemicznie wybielonych permskich ryolitów (porfirów) oraz dominacji spoiwa ilastego, głównie kaolinowego, oklejającego pozostałe składniki skalne (Czerwonka, Krzyszkowski, 2001; Badura, Przybylski, 2000, 2004b).

Na obszarze bloku Sudetów utwory tego wieku są ograniczone do pojedynczych wystąpień lądowych osadów pliocenu i plejstocenu w rejonie Kotliny Kłodzkiej (Jahn i in., 1984; Sroka, Kowalska, 1998). W Lutyni koło Łądka Zdroju bazalty datowane na wczesny pliocen (zankl – 4,58–4,77 mln lat; Pańczyk i in., 2023) wylały się bezpośrednio na wysoką, 50-metrową tarasę rzecznej Białej Łądeckiej (Berger, 1932; Krzyszkowski i in., 2000). Używając tego stanowiska jako reperu wiekowego dla poziomu dna doliny Białej Łądeckiej w pliocenie oszacowano średnie tempo wcinania się tej doliny na 0,012 mm/rok (tj. 12 m/mln lat) podczas pliocenu–plejstocenu (Sobczyk i in., 2024). Przekłada się to na lokalne wyniesienie/denudację tego fragmentu bloku sudeckiego o kilkadziesiąt metrów w ciągu ostatnich 5 mln lat, co pozostaje w zgodności z niewielkimi rozmiarami czwartorzędowych ruchów pionowych (50–100 m) szacowanymi dla pobliskiego rowu górnej Nysy Kłodzkiej (Przybylski, 1998; Krzyszkowski i in., 2000; Badura, Rauch, 2014).

Wyżej wykazany generalny brak – choć z nielicznymi wyjątkami – osadowego zapisu geologicznego dla kenozoiku na obszarze bloku Sudetów (nie biorąc pod uwagę czwartorzędowych aluwii) wskazuje, że obszar ten był elewowany podczas paleogenu i neogenu, jednakże dokładniejsze określenie wieku, skali i zasięgu tego wypiętrzenia metodami opartymi na analizie osadów wciąż pozostaje przedmiotem badań i dyskusji (zob. Migoń i in., 2025).

Aktywność tektoniczna obszaru sudeckiego była również przedmiotem licznych opracowań z zakresu geomorfologii tektonicznej (Sroka, 1991, 1997; Migoń, 1996, 1999a; Badura i in., 2007a; Sobczyk, Kasprzak, 2014; Różycka, Migoń, 2017, 2022, 2023; Różycka i in., 2021; Migoń i in., 2025), która w swych założeniach jest ukierunkowana na poszukiwania związku między rozwojem rzeźby (procesy egzogeniczne) a aktywnością tektoniczną podłoża. Należy jednak zaznaczyć, że choć zastosowanie różnych metod geomorfometrycznych umożliwia ocenę ilościową rzeźby, interpretacja uzyskanych wyników w kontekście aktywności tektonicznej głębszego podłoża nastręcza różnego rodzaju trudności. Wynikają one głównie z braku jednoznacznych przesłanek potwierdzających bezpośredni związek przyczynowo-skutkowy między rozwojem rzeźby a procesami tektonicznymi. Uwzględniając powyższe uwagi, badania morfotektoniczne prowadzone w ostatnich dziesięcioleciach na obszarze Sudetów wskazują na kilka głównych stref młodej aktywności tektonicznej. Idąc od zachodu, są to rejon masywu karkonosko-izerskiego i Rudaw Janowickich (Sroka, 1991; Migoń, 1996); masyw Gór Sowich (Różycka i in., 2021), strefa sudeckiego uskoku brzeźnego (Migoń, 1999a; Badura i in., 2007a); Góry Bystrzyckie i Orlickie (Różycka, Migoń, 2022, 2023), Masyw Śnieżnika i Wysoki Jeseník (Sroka, 1997; Sobczyk, Kasprzak, 2014). Skala ruchów pionowych interpretowanych na podstawie wskaźników morfometrycznych pozostaje w zakresie od kilkudziesięciu do kilkuset metrów, jednakże ich dynamika i wiek pozostają wciąż w sferze dyskusji naukowej. Do podnoszonych w literaturze przejawów młodej aktywności tektonicznej w zapisie geomorfologicznym zalicza się również reorganizację sieci rzecznej związanej z nierównomiernym dźwiganie podłoża. W Sudetach, z wyjątkiem rejonu Gór Bystrzyckich i Orlickich oraz południowego segmentu sudeckiego uskoku brzeźnego, nie stwierdzono dotychczas wyraźnego związku między tymi procesami (Migoń i in., 2025).

8.3.4. Kenozoiczne deformacje kruche i współczesna geodynamika bloku dolnośląskiego

Niezależnie od trudności z badaniem neogeńskiej aktywności tektonicznej bloku dolnośląskiego, a zwłaszcza Sudetów, metodami litostratygraficzno-sedymentologicznymi, nie ulega wątpliwości, że podczas neogenu i plejstocenu, a również i we wcześniejszych fazach kenozoiku aktywna była rozległa i złożona sieć uskoków i spękań, wytworzona w toku długotrwałych kruchych deformacji późnowaryjskich, ekstensji permsko-jurajsko-wczesnokredowej i kompresji późnokredowo-wczesnopaleogeńskiej (zob. Sobczyk, Szczygieł, 2021; Kowalski, 2021). Starsze struktury w podłożu ulegały reaktywacji, w stosunkowo młodych skałach pokrywy powaryjskiej były generowane struktury nowe, często odziedziczone (potomne) względem starszych nieciągłości strukturalnych w podłożu. Układ – częściowo hipotetyczny – aktywnych w neogenie nieciągłości strukturalnych przedstawia dość powszechnie znana

w gronie specjalistów, choć dotąd publikowana tylko fragmentami mapa neotektoniczna SW Polski Badury i Przybylskiego (2000), której sudecki fragment przedstawiony jest na figurze 6. Postulowana aktywność sudeckiego uskoku brzeźnego w pliocenie i plejstocenie była podnoszona m.in. dla rejonu Złotoryi, gdzie na podstawie osadów stożka napływowego pre-Kaczawy wskazywano zarówno lewoskrętną (Mastalerz, Wojewoda, 1990), jak i prawoskrętną składową przesuwczą (Wojewoda i in., 2024), z postulowanym przez autorów całkowitym przemieszczeniem poziomym sięgającym 2 km, co do którego nie ma dotychczas wystarczających dowodów.

Oprócz omówionego już powyżej sudeckiego uskoku brzeźnego, do najważniejszych aktywnych w neogenie stref uskokowych obszaru sudeckiego jest zaliczana strefa uskokowa Poříčí–Hronov (fig. 5) o biegu WNW–ESE (Nováková, 2014; Špaček i in., 2006, 2015; Wojewoda, 2009; Sobczyk, Szczygieł, 2021). W swej części wschodniej, ta strefa uskokowa jest równoległa do biegnącego na linii WNW–ESE lewoskrętnego uskoku Kamienny Grzbiet–Babilon (Don, Gotowała, 2008), który ukośnie przecina północne ograniczenie rowu górnej Nysy Kłodzkiej i kontuuje się w rejon Kletna. Aktywność tektoniczna na wschodnim odcinku tej strefy uskokowej była przedmiotem m.in. badań speleosejsmologicznych (Szczygieł i in., 2021). W Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie, opierając się na datowaniu spękanych nacieków metodą uranowo-torową, wyróżniono pięć okresów aktywności sejsmicznej wschodniej części polskich Sudetów w przedziale między 320 a 21 tys. lat temu (Szczygieł i in., 2021). Jako potencjalne źródła dla odnotowanych wstrząsów sejsmicznych wskazano sudecki uskok brzeźny, uskok Trzebieszowice–Biela oraz zespół uskoków obramowujących rów górnej Nysy Kłodzkiej. O współczesnej umiarkowanej aktywności sejsmicznej tego fragmentu bloku sudeckiego świadczy m.in. odnotowane w dniu 11 lutego 2025 roku po południowej, morawskiej, stronie Masywu Śnieżnika trzęsienie ziemi o magnitudzie $M = 2,3$ (źródło: <http://www.emsc-csem.org>). Ognisko tego wstrząsu położone było ok. 8 km na SE od Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie, w rejonie regionalnej strefy uskokowej Kamienica–Hynčice o biegu N–S, która jest równoległa do uskoku Kletna obcinającego od zachodu soczewkę staropaleozoicznych marmurów.

Wraz ze wspomnianą już kilkakrotnie inwersją bloku Sudetów wobec bloku przedsudeckiego, w wyniku silnej denudacji, materiał zwietrzelinowy (głównie muły i iły) był od środkowego miocenu deponowany na bloku przedsudeckim i na monoklinie przedsudeckiej. Podczas epizodów względnego uspokojenia ruchów tektonicznych w przedziale czasu obejmującym środkowy miocen od 18 do 12 mln lat, na bloku przedsudeckim oraz w rowie Ohrzy utworzyły się pokłady węgla brunatnego. W Sudetach brak osadów miocen-skich (poza stanowiskami krasu kopalnego z Nowego Waliszowa; Sobczyk i in., 2024) utrudnia wskazanie wieku większości kotlin o ewidentnych założeniach tektonicznych, jak np. synklinorium śródsudeckie, rów górnej Nysy Kłodzkiej czy Kotlina Jeleniogórska.

W kenozoiku blok dolnośląski doświadczył także długotrwałego epizodu wulkanizmu śród płytowego w postaci ekstruzji alkalicznych magm bazaltoidowych oraz depozycji związanych z nimi skał piroklastycznych, a także intruzji skał subwulkanicznych w górnej skorupie. Kenozoiczne zjawiska wulkaniczne trwały – z przerwami – od początku paleocenu do pliocenu, a miejscami do plejstocenu (Kopecký, 1979; Suhr, 2003; Cajz i in., 2012), wykazując największe natężenie na przełomie oligocenu i miocenu (Birkenmajer, Pécskay, 2002; Birkenmajer i in., 2002a, b, 2004; Badura i in., 2005; Pańczyk i in., 2023). W skali ponadregionalnej, sudecki wulkanizm kenozoiczny odnosi się przez różnych autorów do środkowo- i zachodnioeuropejskiej alkalicznej prowincji wulkanicznej (Wimmerauer, 1974; Wilson, Downes, 1991; Ulrych i in., 2011; Büchner i in., 2015), bądź nawet – w skali jeszcze większej – do „wokółśroziemnomorskiej anorogenicznej kenozoicznej prowincji magmowej” (Lustrino, Wilson, 2007; Sharkov, Svalova, 2011), o genezie generalnie związanej z aktywnością pióropuszy płaszcza. Szerokie rozprzestrzenienie i zakres czasowy kenozoicznego wulkanizmu w regionie pozwala przypuszczać, że ówczesny gradient geotermiczny w górnej skorupie Dolnego Śląska mógł być – przynajmniej lokalnie – wyraźnie wyższy niż współcześnie (por. Danišák i in., 2012).

Obecnie metodami geodezyjnymi rejestruje się niewielką dynamikę skorupy ziemskiej na obszarze Dolnego Śląska (Cacoń i in., 1999; Cacoń, Dyjur, 2002; Kontny, 2004; Kapłon, Cacoń, 2009; Grzempowski i in., 2012; Jamroz i in., 2014). Badania te wskazują na bardzo słabą dynamikę ruchów poziomych i pionowych. Jednak ciągi kilkuletnich obserwacji na razie nie pozwalają na wyciągnięcie daleko idących wniosków. Wskazują one, niemniej, że układ współczesnych naprężeń tektonicznych w górnej skorupie północnej części Masywu Czeskiego dobrze wpasowuje się kierunkowo w geometrię środkoeuropejskiego pola naprężeń (Jarosiński i in., 2022).

8.4. MONOKLINA PRZEDSUDECKA I ŚLĄSKO-KRAKOWSKA ORAZ ZAPADLIŚKO KREDY OPOLSKIEJ

Janusz Badura

Obszary utworzonych na przełomie kredy i paleogenu monokliny przedsudeckiej i śląsko-krakowskiej zostały objęte w neogenie ruchami tektonicznymi (Deczkowski, Gajewska, 1980; Widera, 2004; Widera i in., 2008), m.in. prowadzącymi do utworzenia się zapadliśka kredy opolskiej. To ostatnie, często nazywane basenem kredy opolskiej (Oberc, 1974; Kortański, Radwański, 1977), nie reprezentuje jednak pierwotnie odizolowanego od otoczenia basenu sedymentacyjnego. Jego osady pod względem faunistycznym są podobne do równoległych osadów rozpoznanych w niemieckim basenie kredowym (Tarkowski, 1991). Na podstawie analizy profili otworów wiertniczych i profilowań geoelektrycznych prowadzonych w ramach opracowania arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 stwierdzono obecność dyslokacji obramowującej omawiane obniżenie i zinterpretowano je jako późnoalpejskie zapadliśko tektoniczne (Badura, Przybylski, 1997, 2016; Przybylski, Badura, 2016).

Południowe części zapadliśka kredy opolskiej i przedłużenie w tym kierunku monokliny śląsko-krakowskiej ukształtowały się w strefie związanej z rozwojem zapadliśka przedkarpackiego i rowu tektonicznego Kędzierzyna założonego między Sudetami Wschodnimi a blokiem przedsudeckim. Nasuwające się głównie podczas miocenu ku N i NW Karpaty zewnętrzne powodowały pęknięcie Masywu Czeskiego i formowanie się w jego obrębie głębokich rowów tektonicznych. Rów Kędzierzyna jest strukturą o takiej genezie. Wypełniają go osady morskie Paratetydy. Najstarsze z tych osadów pochodzą z wczesnego miocenu środkowego – karpatu (Alexandrowicz, 1966).

Południowe przedłużenie monokliny śląsko-krakowskiej stopniowo uginą się w kierunku pobliskich Karpat. W północnej części zapadliśka kredy opolskiej erozyjny strop skał mezozoicznych znajduje się na głębokości 150–300 m, obniżając się ku południowi (Jura, 2001). Postępująca denudacja utworów mezozoicznych obu monoklin i zapadliśka kredy opolskiej w paleogenie i neogenie wynikała ze stopniowego wypiętrzania wału metakarpackiego (strefy wyniesień na dalekim przedpolu Karpat, na N, NE i NW od zapadliśka przedkarpackiego – termin wprowadzony przez J. Nowaka, 1927, i wciąż stosowany). Mezozoiczne i permskie utwory obu monoklin oraz osady kredy górnej w zapadliśku opolskim podczas paleogenu i wczesnego neogenu ulegały częściowej erozji sięgającej w głąb od kilkudziesięciu do ok. 2000 m (Lewandowski, 1993).

Według niektórych autorów, zapadliśko kredy opolskiej było ograniczone od zachodu przez wał metakarpacki (Lewandowski, 2015), ewoluujący w strukturę wału przedkarpackiego (fig. 1, 3; Jaroński i in., 2009). Jednakże w miocenie wczesnym i środkowym obszar zapadliśka stanowił już wododział europejski między zatoką Paratetydy a pra-Morzem Północnym (Badura, Przybylski, 2004b, c). Na tej podstawie uzasadniony wydaje się postulat rozszerzenia obszaru wału metakarpackiego, a następnie przedkarpackiego, o blok przedsudecki, jak i same Sudety (Dyjur i in., 1977; Badura, Przybylski, 2004c; Zuchiewicz i in., 2007; Sobczyk i in., 2024; Sobczyk, 2025).

Wspólną cechą łączącą trzy jednostki strukturalne – monoklinę przedsudecką, zapadliśko kredy opolskiej oraz monoklinę śląsko-krakowską było ich wypiętrzenie w wyniku ruchów alpejskich w oligocenie i wczesnym miocenie (Zuchiewicz i in., 2007). W miocenie środkowym na tych obszarach zaczęły zaznaczać się różnice w rozwoju. Wschodnia część monokliny przedsudeckiej nadal była podnoszona, podczas gdy zachodnią objęły ruchy obniżające (Stackebrandt, 2005; Zuchiewicz i in., 2007). W miocenie środkowym i późnym oraz w pliocenie były obniżane zarówno monoklina przedsudecka, jak i zapadliśko kredy opolskiej. Obniżanie to mogło mieć związek z migracją osi tzw. środkowoeuropejskiej strefy subsydencji ku SE (Aizberg i in., 2001; Ludwig, 2001; Stackebrandt, 2005). Z kolei monoklina śląsko-krakowska w miocenie była wypiętrzana, z wyjątkiem jej południowej części. Południowy brzeg Paratetydy był natomiast pogrążany w zapadliśku przedkarpackim w wyniku uginania się skrajnej platformy europejskiej, obciążonej stosem płaszczowin karpackich. W miocenie zatoka Paratetydy przesunęła się na zachód, obejmując obszar między Sudetami Wschodnimi, zachodnią częścią bloku przedsudeckiego oraz południową częścią zapadliśka kredy opolskiej (Stahl, 1933; Dyjur i in., 1977; Kościółko, 1982). W miocenie środkowym, a zwłaszcza późnym, i pliocenie omawiane obszary zaczęły się pod względem tempa pionowych ruchów tektonicznych coraz silniej różnicować.

8.4.1 Monoklina przedsudecka

W wyniku młodolpejskich ruchów tektonicznych w SW Polsce wyodrębniły się trzy jednostki strukturalne podłoża waryscyjskiego

(Żelaźniewicz i in., 2011). Na południu najwyższe wypiętrzone zostały Sudety. Na NE od sudeckiego uskoku brzeźnego, krystaliczne podłoże orogenu waryscyjskiego znalazło się w obrębie zalegającego niżej bloku przedsudeckiego. Dalej ku NE podłoże waryscyjskie, zrzucone jeszcze niżej, o 150 do 450 m, na uskoku środkowej Odry (Oberc, 1962) i przykryte osadami permo-mezozoiku, pod niedużym kątem obniża się stopniowo ku synklinorium szczecińsko-miechowskiemu (fig. 7) z jego segmentami: szczecińsko-gorzowskim, mogileńskim, łódzkim (mogileńsko-łódzkim), elewacją radomszczańską (fałdami radomszczańskimi) i segmentem miechowskim (Żelaźniewicz i in., 2011). Umowny północny i północno-wschodni zasięg monokliny przedsudeckiej wyznacza kontakt skał triasowych i jurajskich z utworami kredy na podkenozoicznej powierzchni erozyjnej. Od zachodu monoklina graniczy z głębokim basenem kredy niemieckiej. Południową jej granicę stanowi krawędź bloku przedsudeckiego. W rejonie Lubina i Polkowic na obszarze działalności górniczej KGHM-u deniwelację podłoża przedmioceniowego dochodzą do 158 m (Frankiewicz, 1982). W strefie dyslokacyjnej środkowej Odry rozpoznano złożony system uskoku, których część charakteryzuje się kulisowym ułożeniem. Większość uskoku rozpoznanych w osadach cechsztyńskich ma swoją kontynuację w młodszych kompleksach (Salski, 1975). Pomimo tego, sugerowany w niektórych pracach (Markiewicz, 2007; Markiewicz, Winnicki, 2007) wpływ tych uskoku, a także tektoniki solnej na rozwój rzeźby terenu, w tym Wzgórz Trzebnickich i Dalkowskich, nie został potwierdzony w badaniach Badury i in. (2007a). Szczegółowa analiza danych wiertniczych wykonanych na potrzeby tych badań wykazała słuszność wcześniejszych wyników analiz tektonicznych Salskiego (1975).

We wczesnym miocenie zachodnia i północno-zachodnia część monokliny była silnie obniżana niż części środkowa i wschodnia. Obniżanie to miało związek z migracją osi wspomnianej już rozległej strefy nazywanej środkowoeuropejską strefą subsydencji (Aizberg i in., 2001; Ludwig, 2001), rozciągającej się od pra-Morza Północnego przez północno-wschodnie Niemcy na obszar Dolnego Śląska. W miocenie środkowym w osi tego obniżenia miały miejsce trzy transgresje morskie. Według Standke (2006) najdalej ku południowemu wschodowi zasięg morza osiągnął rejon Cottbus w Niemczech. Na obszarze zachodniego Dolnego Śląska szeroko rozwinęły się wtedy obszary podmokłe, w których następowała sedymentacja serii burowęglowych.

W dolinach rzecznych, m.in. w dolinie pra-Kaczawy, powstały jedne z największych w Polsce złóż węgla brunatnego (Kasiński, 2009). Złoże Ścinawa jest położone w całości na monoklinie przedsudeckiej. Mniejsze złoża powstały w rejonie Gubina oraz w obniżeniach dolinnych związanych z ówczesną siecią rzeczną. Najstarszymi na tym obszarze są pokłady węgla brunatnego warstw dąbrowskich (Frankiewicz, 1982; Piwocki, 2004). Z kolei pokłady ścinawski i łużycki tworzą najbardziej mięjszą serię brunatnowęglową (Piwocki i in., 2004; Widera, 2022). W wilgotnym klimacie, w wyniku sbrozji soli kamiennych lub skał węglanowych powstały leje krasowe (Preidl, Tomaszewski, 1965 *vide* Frankiewicz, 1982; Markiewicz, 2007), w których rozpoznane zostały niewielkie soczewy węgla brunatnego (Badura i in., 2007a).

Na monoklinie przedsudeckiej w jej części środkowej oraz wschodniej podczas miocenu środkowego zachodziły ruchy pionowe, sprzyjając tworzeniu się licznych rowów tektonicznych (fig. 7). Wykształciły się tam dwa systemy rowów. Jeden system, Szamotuły–Poznań–Oleśnica rozciąga się subpołudnikowo na dystansie 150 km (Widera i in., 2008). Drugi system rowów ma przebieg NW–SE i związany jest z wałną dyslokacją Poznań–Kalisz. Skośnie względem tych systemów układają się rowy Chobieni–Rawicza, Chruszczyny–Nowej Wsi czy Złoczewa. W rowach tych zachodziły w różnym czasie zarówno ruchy wypiętrzające, jak i obniżające. Rozwój rowów przebiegał synchronicznie z formowaniem się tzw. europejskiego systemu rowów (Ziegler, 1992; Ziegler, Dézes, 2007). W zruconym podłożu dna rowów miejscami zachowały się relikty osadów kredy górnej, jury lub triasu – młodszych od skał podniesionych obszarów ramowych tych rowów. (Deczkowski, Gajewska, 1980; Widera, 2004, 2022; Widera i in., 2008). W strefie uskoku Poznań–Oleśnica wyraźnie widoczne są efekty stopniowego przesuwania się subsydencji z północy na południe. Manifestuje się to pojawianiem coraz młodszych ogniw miocenu wypełnienia rowów w kierunku południowym (Widera i in., 2008). W miocenie środkowym w rowach zaznaczyły się najsilniejsze ruchy obniżające. W rowach utworzyły się pokłady węgla brunatnego warstw ścinawskich i łużyckich. W późnym miocenie i pliocenie tempo osiadania było wolniejsze. We wcześniejszym okresie sumaryczna wielkość przemieszczeń dochodziła do 150 m, w późnym neogenie nie przekroczyła 70 m (Widera i in., 2008).

W plejstocenie w obrębie rowów nie zanotowano znaczniejszej subsydencji. Jak się wydaje, omówione powyżej struktury tektoniczne nie miały istotnego wpływu na procesy transgresji i stagnacji lądolodów plejstoceniowych. W przypadku deformacji glaciektoneicznych, związane z nimi depresje i moreny spłętrzone nie nawiązują do przebiegu rozpoznanych struktur tektonicznych (fig. 7).

W rzeźbie terenu Wzgórz Trzebnickich oraz w okolicach Namysłowa zaznaczają się charakterystyczne lineamenty. Zostały one rozpoznane na numerycznym modelu rzeźby terenu, opracowanym na podstawie danych LiDAR. Sposób ułożenia tych topolineamentów sugeruje ich tektoniczną genezę w związku z wypiętrzaniem o charakterze blokowym (fig. 8). Szczególnie odnosi się to do topolineamentu w postaci regularnej skarpy rozcinającej południowe zbocza Wzgórz Trzebnickich. Skarpa ta ma przebieg prostoliniowy, równoległy do uskoku środkowej Odry (Badura, Przybylski, 1999). Warto dodać, że od północy kształt wzgórz odzwierciedla zarys lobu lądolodu, który je glacitektonicznie spiętrzył. Analiza danych z trzech dostępnych w tym rejonie otworów wiertniczych osiągających podłoże triasowe oraz profili elektrooporowych nie potwierdziła jednak obecności uskoku w sąsiedztwie omawianego lineamentu (Badura i in., 2021a, b). Przyjęte w powyższych opracowaniach pionowe przemieszczenie podłoża triasowego o 20 m wydaje się zbyt małe, żeby wytłumaczyć tak wyraźny topolineament, wzdłuż którego Wzgórz Trzebnickie są podniesione o ok. 40 m. Drugi z topolineamentów o przebiegu NW–SE (fig. 8) występujący w rejonie Niemodlina ma wyraźny związek z płytkim zaleganiem skał triasowych w podłożu osadów plejstoceniowych. Bieg tego topolineamentu dobrze koresponduje z orientacją kuest i dyslokacji tektonicznych na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej.

8.4.2. Zapadlisko kredy opolskiej

Zapadlisko kredy opolskiej od strony południowej przylega do Sudetów Wschodnich, a w okolicach Nysy do bloku przedsudeckiego (fig. 9). Obniżenie dna zapadliska prawdopodobnie rozpoczęło się ok. 29 mln lat temu. Wtedy miały miejsce erupcje law wulkanicznych w Graczech (Pańczyk i in., 2023). W Ligocie Tułowickiej działalność wulkaniczna miała miejsce ok. 27 mln lat temu (Birkenmajer, Pécskay, 2002). Niewielkie fragmenty pokrywy kredowej zachowały się pod utworami wulkanicznymi na Płaskowyżu Głubczyckim, na Górze św. Anny oraz koło Osobłogi po stronie czeskiej. Do późnego miocenu środkowego obszar ten wraz z oboma monoklinami stanowił zachodnią część wału metakarpaccy.

Odmienne przebiegał rozwój południowej części zapadliska. Na ogólną subsydencję nałożyły się znaczne przemieszczenia związane z rozwojem zapadliska przedkarpaccy. Na przedłużeniu równoleżnikowej osi zapadliska powstał głęboki rów Kędzierzyna. Dyjor i in. (1977) wykazali tektoniczne założenia tej struktury, zrzucającej o 1000 m podłoże karbońskie. Ponieważ kontynuuje się ona na zachód aż po masyw Braszowic (na południe od Ząbkowic), autorzy ci przyjęli, że rów Kędzierzyna przedłuża się w, stanowiąc z nim jedną genetycznie strukturę, rów Paczkowa. Wniosek ten został jednak sformułowany na podstawie błędnego rozpoznania skał wysokooporowych lub niezwiertziałych chemicznie w rowie Paczkowa (Cwojdzński, Jodłowski, 1978; Kościółko, 1982). Nie uwzględniono, mianowicie, w tym przypadku możliwości występowania grubych pokryw zwietrzelinowych skał krystalicznych, zamiast klastycznych osadów neogennych. Archiwalne materiały kartograficzne z tego terenu, *de facto* pokazywały strop skał niezwiertziałych, a nie tzw. etchplene *sensu* Büdel (1957, za Migoniem, 1997), na której leżą utwory organiczne (węgle brunatne) lub osady klastyczne. Otwór odwiercony w Białej (fig. 10), o całkowitej głębokości 1052,2 m (Badura, Przybylski, 2002) potwierdził znaczną głębokość zalegania występowania skał podłoża krystalicznego. Obecnie można przyjąć, że na przedłużeniu rowu Kędzierzyna powstał niezależnie rów Paczkowa. Pierwszy z nich jest związany z zapadliskiem przedkarpaccim. Drugi, natomiast, z systemem rowów powstałych na przedpolu wypiętrzonej Sudetów (fig. 10).

Na podstawie prac kartograficznych stwierdzono, że wszystkie granice zapadliska kredy opolskiej są pochodzenia tektonicznego. W wielu rejonach, zarówno w obrębie zapadliska, jak i przy jego obrzeżach, stwierdzono występowanie wzajemnie

przemieszczonych bloków uskokowych. Na blokach podniesionych pokrywa osadowa często jest zredukowana nawet do utworów cenomańskich (Badura, Przybylski, 1993, 2002, 2016).

Proces stopniowego przesuwania się osi środkowoeuropejskiej strefy subsydencji ku SE w rejon Grodkowa doprowadził do przerwania wału metakarpaccy. Spowodowało to zmianę generalnego kierunku przepływu rzek z południowego na północny, przy wykorzystaniu powstałego obniżenia między Wzgórzami Strzełińskimi a garbem Chełma (Badura, Przybylski, 2004b). O dynamicznym charakterze przepływu rzek ku północy w początkowym okresie po przerwaniu wału świadczą środkowomioceniowe otwornice typowe dla zapadliska przedkarpaccy, które były znajdowane w utworach formacji poznańskiej – ogniwa wielkopolskiego (Łuczowska, Dyjor, 1971). Redeponowana mikrofauna otwornicowa w przeważającej części pochodzi z warstw podgipsowych wyróżnionych przez Alexandrowicza (1963). Tym samym, należy wykluczyć możliwość bytowania tych otwornic w środowisku silnie wysłodzonych wód formacji poznańskiej, na dodatek w osadach o kilka milionów lat młodszych.

W centralnej części zapadliska kredy opolskiej w rzeźbie terenu wyraźnie zaznaczają się topolineamenty okonturowujące obniżenie o kształcie prostokąta (fig. 11). Prostoliniowy topolineament oddziela Wał Niemodliński od szerokiego obniżenia. Na grzbiecie tego wału znajdują się 3 wulkany, z których najstarszy ma 29 ± 0,18 mln lat (Pańczyk i in., 2023). Skały bazaltowe w Ligocie Tułowickiej są nieznacznie młodsze. Ich wiek wynosi 27 ± 3 mln lat (Birkenmajer, Pécskay, 2002). Różnica wieku może wynikać z zastosowania odmiennych metod datowania skał bazaltowych.

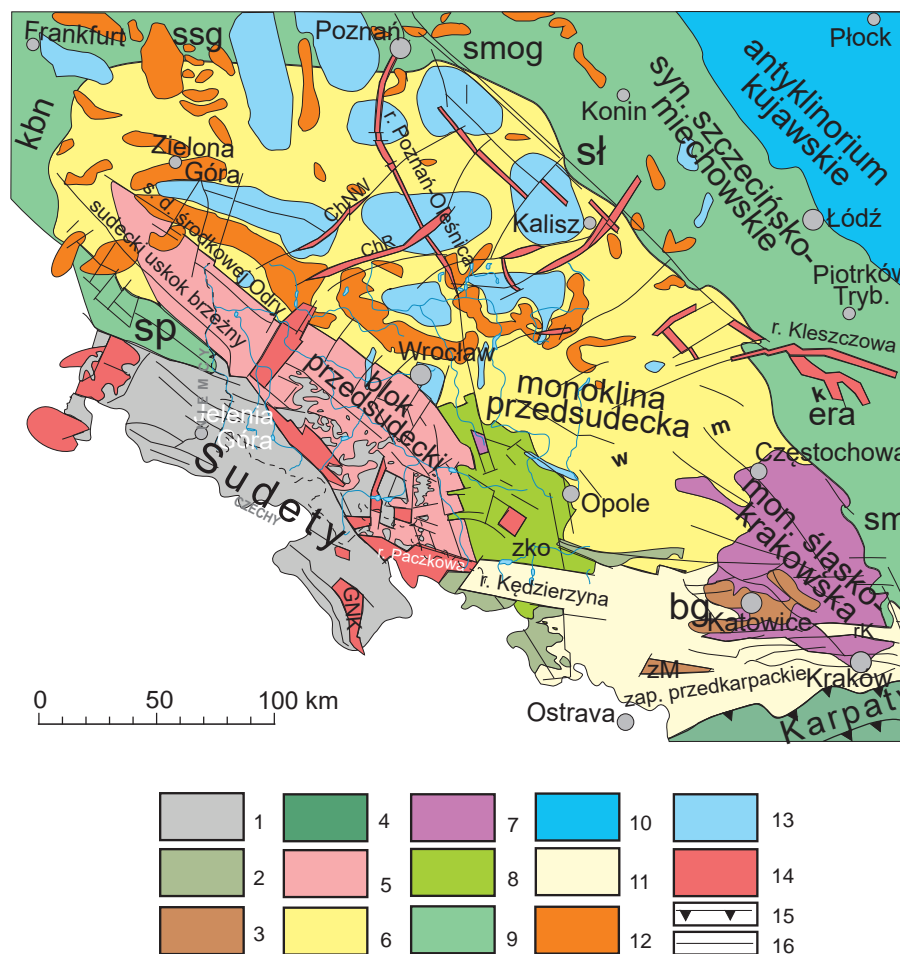


FIG. 7. Szkic geologiczny zasięgu przedholoceniowej pokrywy kenozoicznej monokliny przedsudeckiej i śląsko-krakowskiej oraz obszarów przyległych na tle jednostek jej podłoża lub typu utworzonych przez nią struktur oraz sieci różnowiekowych dyslokacji aktywnych w neogenie i miejscami w plejstocenie. Skróty (alfabetycznie): bg – blok górnośląski, ChNW – rów Chruściny–Nowej Wsi Górnej, ChR – rów Chobieni–Rawicza, era – elewacja radomszczańska, GNK – rów górnej Nysy Kłodzkiej, kbn – kredowy basen niemiecki, rK – rów Krzeszowic, sŁ – synklinorium łódzkie, sm – synklinorium miechowskie, smog – synklinorium mogileńskie, sp – synklinorium północnosudeckie, ssg – synklinorium szczecińsko-gorzowskie, wmk – wał metakarpaccy, zko – zapadlisko kredy opolskiej, zM – zrab Mikołowa. Oznaczenia barwne i liniowe na mapie: 1 – paleozoiczne i starsze kompleksy skalne Sudetów zachodnich i bloku przedsudeckiego, 2 – karbon dolny (kulm) Sudetów wschodnich i ich przedpola, 3 – karbon górny na bloku górnośląskim, 4 – kredowo-paleogeńskie osady fliszowe Karpat zewnętrznych. Osady fluwialne, glacialne i/lub fluwioglacjalne neogenu i plejstocenu: 5 – na bloku przedsudeckim, 6 – na monoklinie przedsudeckiej, 7 – na monoklinie śląsko-krakowskiej, 8 – na kredzie opolskiej, 9 – w synklinorium szczecińsko-miechowskim, 10 – w antyklinorium kujawskim, 11 – w zapadlisku przedkarpaccim, 12 – w plejstoceniowych morenach spiętrzonych, 13 – w pogrzebanych depresjach glacitektonicznych, 14 – w mioceniowych rowach tektonicznych. Oznaczenia liniowe: 15 – frontalne nasunięcia płaszczowin Karpat zewnętrznych; 16 – uskoki

8

Rozwój tektoniczny
Polski pozakarpackiej
w kenozoiku

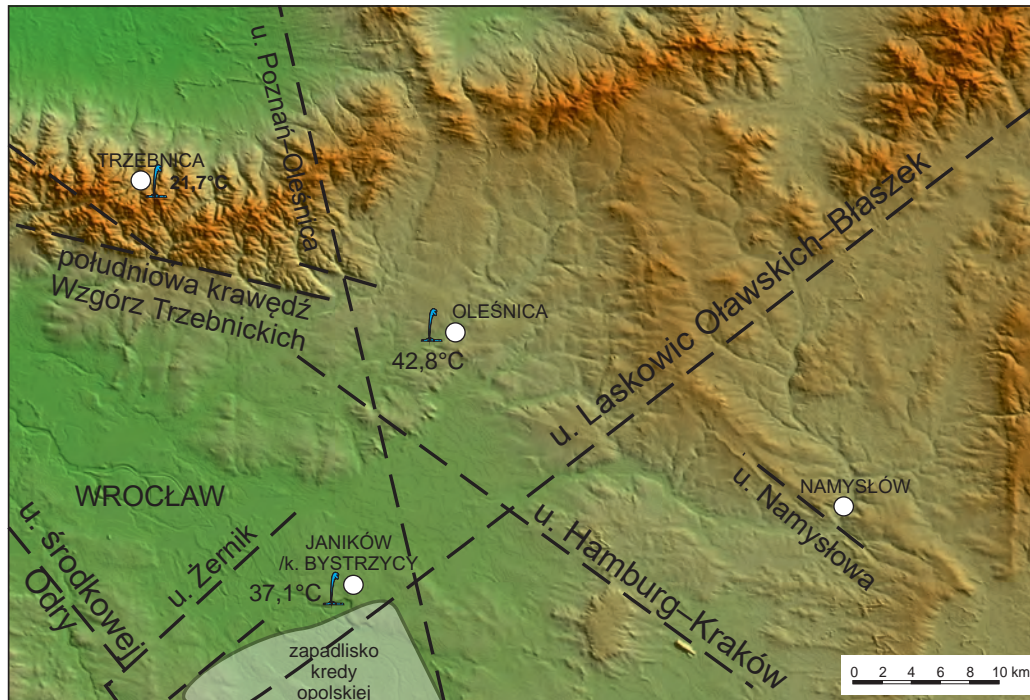


FIG. 8. Układ dyslokacji w podłożu podkenozoicznym południowo-wschodniej części monokliny przesudeckiej (wg Cymermana, 2010) na tle rzeźby terenu. Dodatkowo na mapie jako uskoki zaznaczono południową krawędź Wzgórz Trzebnickich oraz miejsca nawiercenia wód termalnych wraz z temperaturą wody

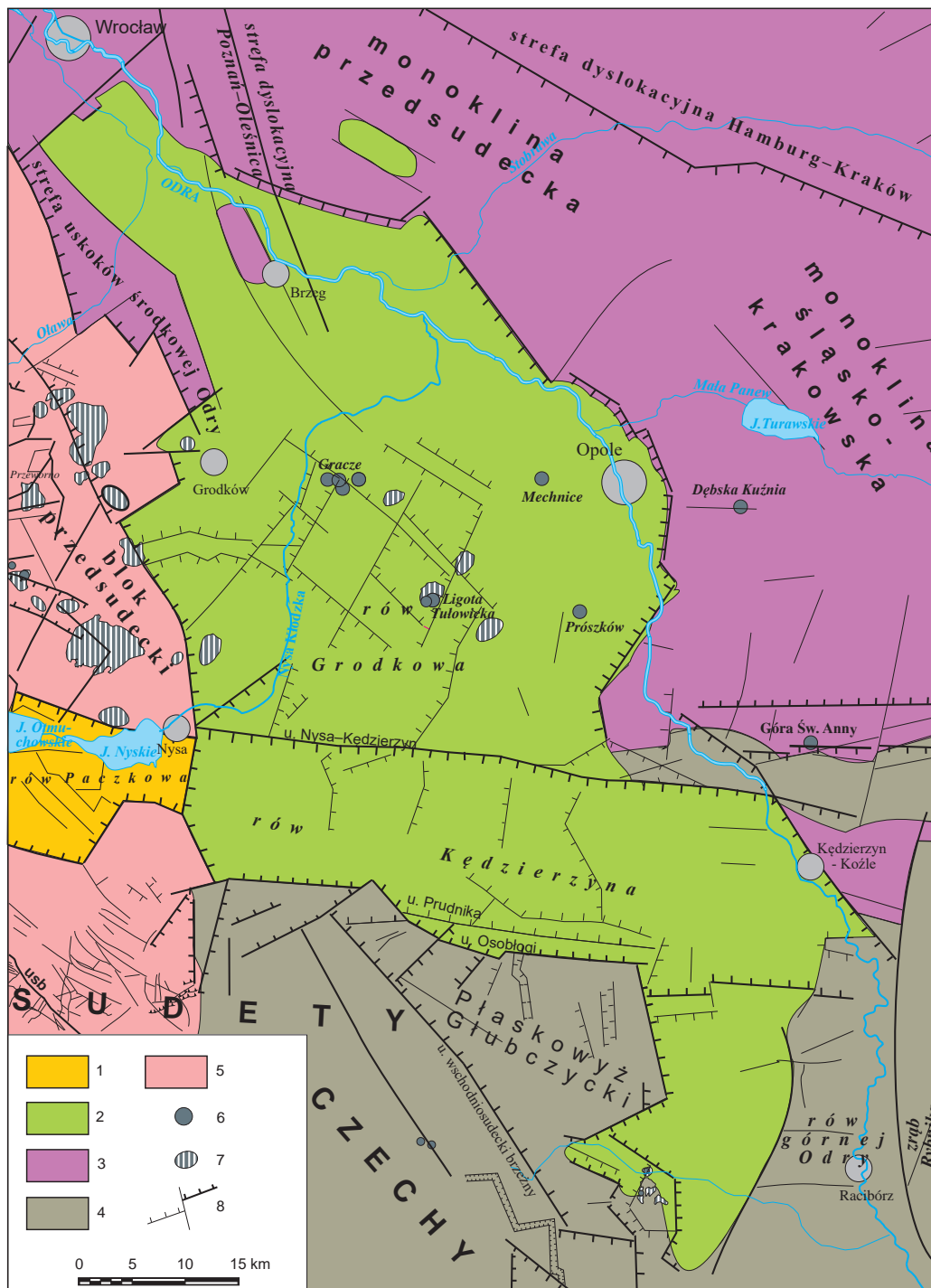


FIG. 9. Zapadlisko kredy opolskiej na tle sąsiednich struktur. Ukierunkowana NW-SE dłuższa oś zapadliska nawiązuje do biegu tzw. środkowoeuropejskiej strefy subsydencji. 1 – neogen; 2 – kreda górna; 3 – trias; 4 – karbon; 5 – paleozoik i neoproterozoik; 6 – bazalty; 7 – anomalie magnetyczne wskazujące na obecność skał zasadowych w podłożu; 8 – uskoki

8
Rozwój tektoniczny
Polski pozakarpackiej
w kenozoiku

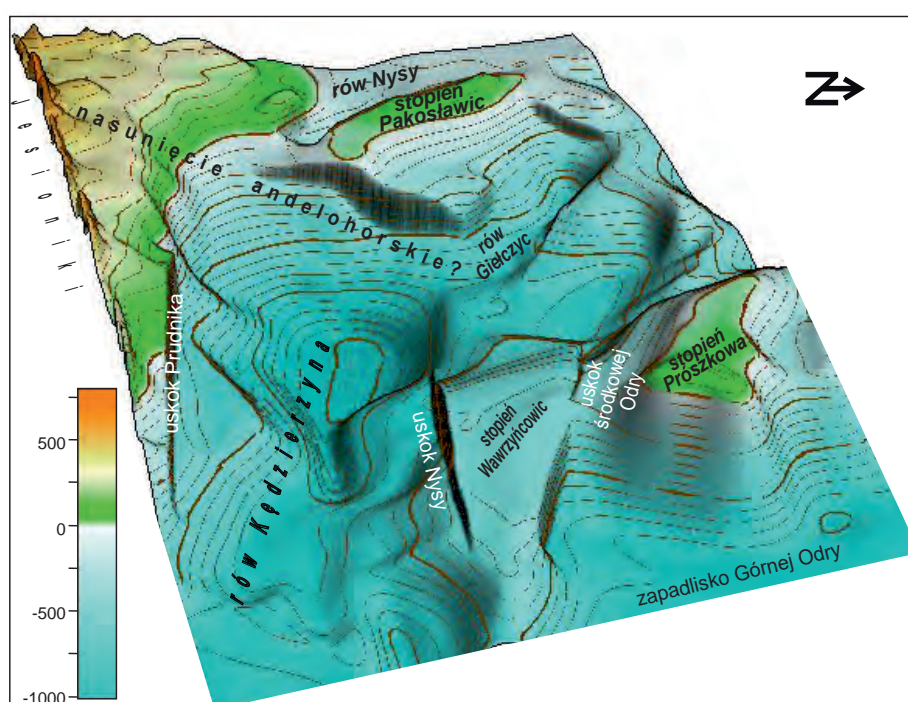
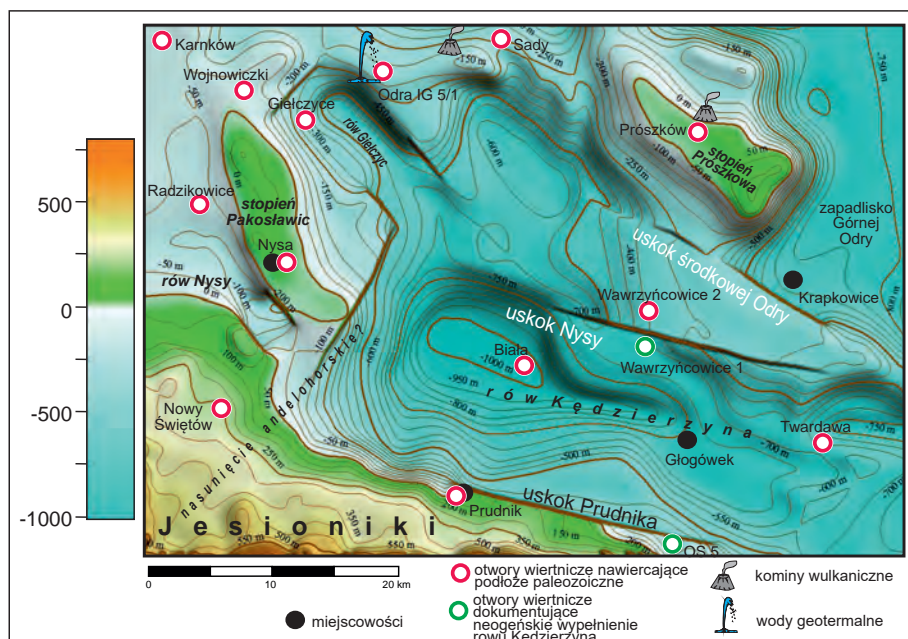


FIG. 10. Wizualizacja 2,5 D rowów Kędzierzyna i Nysy, opracowana na podstawie dygitalizacji mapy podłoża wysokooporowego (Głębocki, Jakubowski, 1976). Wyraźnie zaznacza się „zawieszony” o ok. 875 m row Nysy i stopień Pakosławic. Przewyższenie 10x

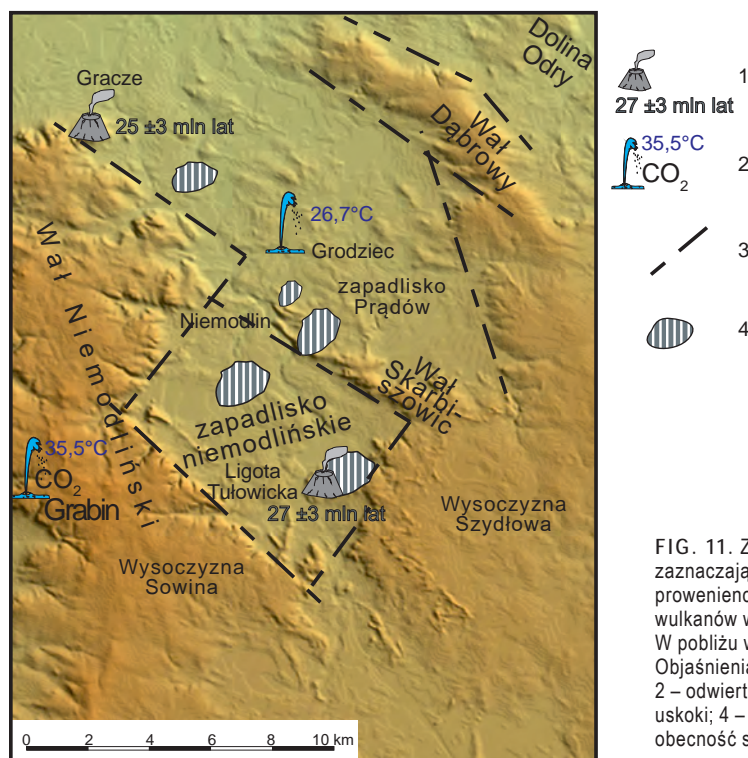


FIG. 11. Zapadlisko niemodlińskie z wyraźnie zaznaczającymi się topolineamentami. Tektoniczną proveniencję zapadliska podkreślają skupienia wulkanów w Graczech oraz Ligocie Tułowickiej. W pobliżu występują także wody termalne. Objaśnienia symboli: 1 – wulkany wraz z ich wiekiem; 2 – odwerty z wodami termalnymi; 3 – przypuszczalne uskoki; 4 – anomalie magnetyczne wskazujące na obecność skał zasadowych w podłożu

8.5. AKTYWNOŚĆ WYBRANYCH ROWÓW TEKTONICZNYCH W PALEOGENIE I NEOGENIE NA NIŻU POLSKIM W ŚWIETLE INTERPRETACJI DANYCH OTWOROWYCH

Marek Widera

Na obszarze Polski pozakarpackiej wyróżniono kilka dużych, długich na kilkadziesiąt do ponad 100 km, struktur tektonicznych o charakterze walnych stref uskokowych, z których duża część stanowi ramy rowów tektonicznych (Deczkowski, Gajewska, 1980; Karnkowski, 1980; Kasiński, 1984, 2004; Krysiak, 2000; Widera, 2007, 2016, 2021, 2024). W celu omówienia ich aktywności w paleogenie i neogenie wybrano pięć następujących rowów: Kleszczowa, Gostynia, Szamotoł, Lubstowa i Adamowa (por. fig. 2, 7). Wszystkie one są zlokalizowane w obrębie dużych stref tektonicznych o starszych założeniach. Większość z nich rozpoczęła swoją kenozoiczną ewolucję tektoniczną już w paleogenie, lecz główne etapy ich aktywności przypadają na neogen. Należy w tym miejscu dodać, że niektóre względnie płytkie rowy w środkowej Polsce (np. rowy Nieślusza–Gostawic, Kleczewa, Władysławowa) były aktywne tektonicznie wyłącznie w neogenie (Widera, 1998, 2004).

Cztery z wymienionych kenozoicznych rowów tektonicznych należą do następujących głównych stref uskokowych: Poznań–Kalisz (rów Kleszczowa), Poznań–Oleśnica (rów Gostynia), Poznań–Szamotoł (rów Szamotoł) i Gopło–Ponętów–Pabianice (rów Lubstowa). Przyjmuje się, że strefy te mają założenia co najmniej późnopaleozoiczne (wczesny perm), a w mezozoiku przeszły kolejne etapy reaktywacji (Marek, 1977; Karnkowski, 1980; Deczkowski, Gajewska, 1980). Ze względu na odklucie mechaniczne pomiędzy podłożem paleozoicznym a pokrywą mezozoiczną wzdłuż pokładów soli cechsztyńskich, reaktywację tych stref w kenozoiku odnosimy bezpośrednio do podłoża mezozoicznego. Struktury te były aktywne od triasu po kredę. Stratygrafia paleogenu i neogenu na Niżu Polskim jest oparta głównie na kryteriach litologicznych (fig. 12), dlatego wiek kolejnych etapów kenozoicznej aktywności wymienionych rowów zostanie krótko scharakteryzowany na podstawie rozkładu miąższości i pozycji chronostratygraficznej poszczególnych wydziałów litostratygraficznych (fig. 13–17).

8.5.1. Rów Kleszczowa

Jest to najgłębszy kenozoiczny rów tektoniczny na obszarze Polski pozakarpackiej, którego głębokość przekracza 500 m. Strop mezozoiku (jura, kreda) obniża się do rzędnej 414 m p.p.m., natomiast na jego skrzydłach sięga powyżej 100 m n.p.m. (Gotowała, Hałuszczak, 2002). Rów Kleszczowa rozciąga się równoleżnikowo na długości ok. 80 km i ma szerokość 1–3 km. Wsad solny Dębiny dzieli go na dwie części, ze złożami węgla brunatnego „Szczerców” i „Bełchatów” odpowiednio po jego zachodniej i wschodniej stronie (fig. 13). Rów ten jest zlokalizowany w przegubie antykliny strefy fałdów radomszczańskich (Żelaźniewicz i in., 2011).

Kenozoiczna aktywność tektoniczna niektórych fragmentów rowu Kleszczowa rozpoczęła się zapewne już w paleogenie. Świadczy o tym obecność zwierzelin skał jurajskich i kredowych, a przede wszystkim dolnooligocenijskich piasków glaukonitowych z soczewkami węgla brunatnego. Jest to dolna część tzw. kompleksu podwęglowego, wyróżnianego jako paleogen nierozdzielony (fig. 13). Drugi etap obejmuje akumulację dolnomiocenijskiej formacji rawickiej, tj. górnej części kompleksu podwęglowego. W tym czasie zdeponowanych zostało do 270 m osadów klastycznych. Największe rozmiary tektonicznej subsydencji miały miejsce na trzecim etapie, odpowiadającym formacji ścinawskiej, czyli depozycji tzw. kompleksu węglowego. W tym czasie powstały dwa pokłady węglowe (3.– ścinawski i 2.– lużycki), których łączna miąższość przekracza 250 m (fig. 13). Teoretycznie, uwzględniając kompaktację torfu/węgla (Widera, 2015), można szacować, że maksymalna subsydencja dna omawianego rowu osiągnęła wtedy nawet 500–750 m (Widera, Hałuszczak, 2011; Widera, 2013).

Po okresie intensywnej subsydencji, najprawdopodobniej po wczesnym środkowym miocenie (Widera, 2024), nastąpiło znaczące wyniesienie tektoniczne rowu Kleszczowa. Ten etap inwersji strukturalnej uznaje się za typowy dla procesu kończącego pojedynczy cykl rozwoju rowu tektonicznego na przedpolu orogenu karpackiego (Hałuszczak, 2009). Podobne ruchy wznoszące, chociaż o mniejszych rozmiarach, stwierdzono także w innych rowach zlokalizowanych nad strukturami solnymi na Niżu Polskim, np. w rowie Lubstowa. Ostatni, czwartorzędowy etap aktywności tektonicznej jest dobrze udokumentowany na obszarze rowu Kleszczowa w postaci m.in. sejsmitów, dąjek klastycznych i uskóków (Krzyszowski, 1992; Gotowała, Hałuszczak, 2002). Ten etap obejmuje też współczesne trzęsienia ziemi wzbudzone działalnością górnictwem i wynoszeniem wysadu solnego Dębiny (Widera, Hałuszczak, 2011).

8.5.2. Rów Gostynia

Rów ten znajduje się na monoklinie przedsudeckiej w strefie uskokowej Poznań–Oleśnica (SUP). W obrębie tej strefy rowy i półrowy powstawały już w mezozoiku (Deczkowski, Gajewska, 1980; Karnkowski, 1980). W segmencie omawianej strefy na odcinku od Poznania po Gostyń wyróżniono jeszcze następujące rowy: Naramowic, Miasta Poznania, Mosiny, Miasta Czempinia, Czempinia, Krzywina i Gostynia (Kasiński, 2004; Widera i in., 2008; Urbański, Widera, 2016; Widera, 2021). Ewolucja rowu Gostynia w kenozoiku jest reprezentatywna dla tego segmentu strefy. Ma on długość 23 km, szerokość 1–3 km i głębokość 110–125 m.

Rów Gostynia był aktywny we wczesnym oligocenie. Na tym etapie jego osiowe partie miały naprzemiennie charakter rowu i zrębu tektonicznego, czego dowodzą nieco większe miąższości osadów formacji mosińskiej górnej w jego otoczeniu (fig. 12, 14). W czasie depozycji formacji rawickiej zarosy rowu zostały ukształtowane, a uśredniona miąższość wspomnianej jednostki litostratygraficznej jest większa w rowie niż na jego skrzydłach. Trzeci i ostatni etap subsydencji rowu Gostynia był najintensywniejszy i objął formację ścinawską z 3.– ścinawską i 2.– lużycką grupą pokładów węgla brunatnego. Średnio, miąższość formacji ścinawskiej, ze wspomnianymi pokładami węgla, jest 3-krotnie (tj. o ok. 50 m) większa w strefie osiowej rowu niż na jego skrzydłach (Widera i in., 2008).

Kilkudziesięciometrowe nawet zrzuty i/lub fleksuralne ugięcie osadów ogniwa itów szarych i spągu ogniwa wielkopolskiego (formacja poznańska) nie dowodzą tektonicznej aktywności rowu Gostynia. Najprawdopodobniej jest to przynajmniej częściowo efekt kompaktacji niżej zalegających, grubych (>40–50 m) pokładów węgla (fig. 14). Jednak ze względu na brak odsłoneń terenowych weryfikacja tej hipotezy jest obecnie niemożliwa. Podobnie nie ma powodu do wyróżnienia etapu inwersji strukturalnej oraz czwartorzędowej aktywności tektonicznej tego obszaru.

8.5.3. Rów Szamotoł

Ten rów jest zlokalizowany w niecce szczecińskiej w południowym segmencie strefy uskokowej Poznań–Szamotoł–Człopa (SUP–Sz). Jest on wypełniony przez bilansowe złożo węgla brunatnego „Szamotoły” (Widera, 2007, 2021). Rów Szamotoł ma 12 km długości,

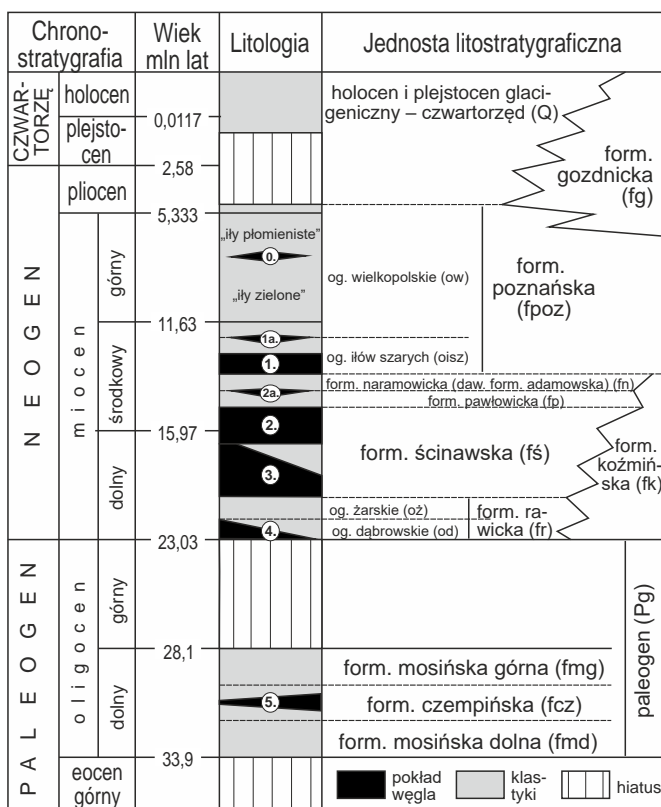


FIG. 12. Zgeneralizowany profil litostratygraficzny paleogenu i neogenu w rowach tektonicznych na Niżu Polskim (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997; Widera, 2007, 2021). Główne pokłady węgla brunatnego: 5. – piąty czempiński; 4. – czwarty dąbrowski; 3. – trzeci ścinawski; 2. – drugi lużycki; 1. – pierwszy środkowopolski. Towarzyszące pokłady węgla brunatnego: 2a – drugi „a” lubiński; 1a – pierwszy „a” oczkowiński; 0. – zerowy orłowski

3,5–5,5 km szerokości i do 150–160 m głębokości (Widera, 2004; Widera i in., 2019). Jest on zlokalizowany nad wysadem solnym Szamotoł (Krzywiec, 2006; Rowan, Krzywiec, 2014).

Paleogeńsko-neogeńska aktywność rowu Szamotoł jest podobna do tej w rowie Gostynia, a różnice zaznaczają się w miąższości poszczególnych wydziałów (fig. 14, 15). Zarysy rowu Szamotoł powstały we wczesnym oligocenie, co przejawia się dwukrotnie większą miąższością paleogenu w strefie osiowej rowu niż poza nią. Jednak główny etap aktywności tego rowu przypada na czas akumulacji węglonośnej formacji ścinawskiej, z czego 2.–łużycki pokład węglowy ma miąższość sięgającą maksymalnie do 35 m. Miąższość tego pokładu w rowie Szamotoł jest nawet 9 razy większa niż na jego skrzydłach, gdzie osiąga średnio ok. 4 m (Widera, 2004, 2007; Widera i in., 2019).

Deformacje osadów młodszych (górnego neogenu, czwartorzęd; fig. 15), podobnie jak w przypadku rowu Gostynia, należy raczej łączyć z kompaktacją osadów węglonośnych niż z tektoniką podłoża podkenozoicznego (Widera i in., 2019). Pomimo analogii do innych rowów zlokalizowanych ponad wysadami solnymi (Jarosiński i in., 2009; Krzywiec, 2012), w tym przypadku trudno jest dopatrzeć się wyniesienia wspomnianych osadów po fazie subsydencji rowu (Widera, 2024). Brak jest także dowodów na czwartorzędową aktywność tektoniczną tej struktury. W obrębie rowu Szamotoł zlokalizowana jest plejstocenańska rynnna subglacialna rzeki Samicy (Skompski, 1993). Jest ona dobrym przykładem wzmoczonej erozji subglacialnej w strefie naruszonej tektonicznie.

8.5.4. Rów Lubstowa

Rów Lubstowa jest zlokalizowany w obrębie strefy uskokuwej Gopło–Ponętów–Pabianice (SUG-P-P; Marek, 1977), na obszarze niecki mogileńsko-łódzkiej (Żelaźniewicz i in., 2011). Rów ten należy do najlepiej pod względem tektonicznym poznanych struktur kenozoicznych ze względu na intensywnie prowadzoną działalność górniczą. Ma on nieduże rozmiary: 6–7 km długości i do 2–3 km szerokości, ale jest głęboki na 220–240 m (fig. 16).

W paleogeńsko-neogeńskiej aktywności rowu Lubstowa można wyróżnić co najmniej trzy etapy subsydencji i jeden inwersji. Bardzo wyraźnie zaznaczył się paleogeński etap rozwoju, który manifestuje się miąższością osadów tego wieku, sięgającą prawie 140 m w rowie, przy braku tych osadów na jego skrzydłach (fig. 16). Drugi etap obejmuje depozycję dolnomiocenkiej formacji rawickiej, której miąższość w rowie jest średnio dwukrotnie większa niż na jego skrzydłach. Z kolei trzeci etap obejmuje akumulację 2.–łużyckiego pokładu węgla brunatnego (formacja ścinawska) o maksymalnej blisko 90-metrowej grubości (Widera, 1998, 2011).

Po uwzględnieniu ok. 2,5-krotnej kompaktacji torfu, obliczono, że w czasie jego akumulacji synsedymacyjna subsydencja tektoniczna przekroczyła 200 m. Natomiast wysoka pozycja hipsometryczna wspomnianego pokładu węgla wskazuje na postsedymacyjną inwersję tektoniczną najgłębszych partii rowu Lubstowa (fig. 16), której rozmiary oszacowano na ponad 100 m. Ruch inwersyjny mógł trwać od

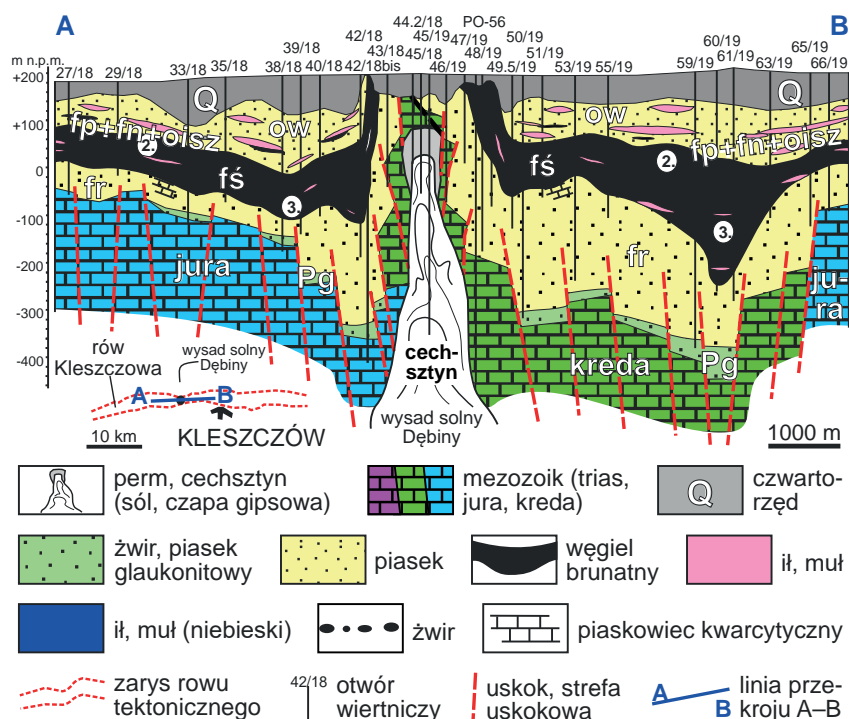


FIG. 13. Podłużny przekrój geologiczny przez środkową część rowu Kleszczowa (Gotowała, Hałuszczak, 2002; Widera, Hałuszczak, 2011; Widera, 2024). Inne objaśnienia na figurze 12. Lokalizacja rowu Kleszczowa jest przedstawiona na figurze 2. Objaśnienia dotyczą również figur 14–17

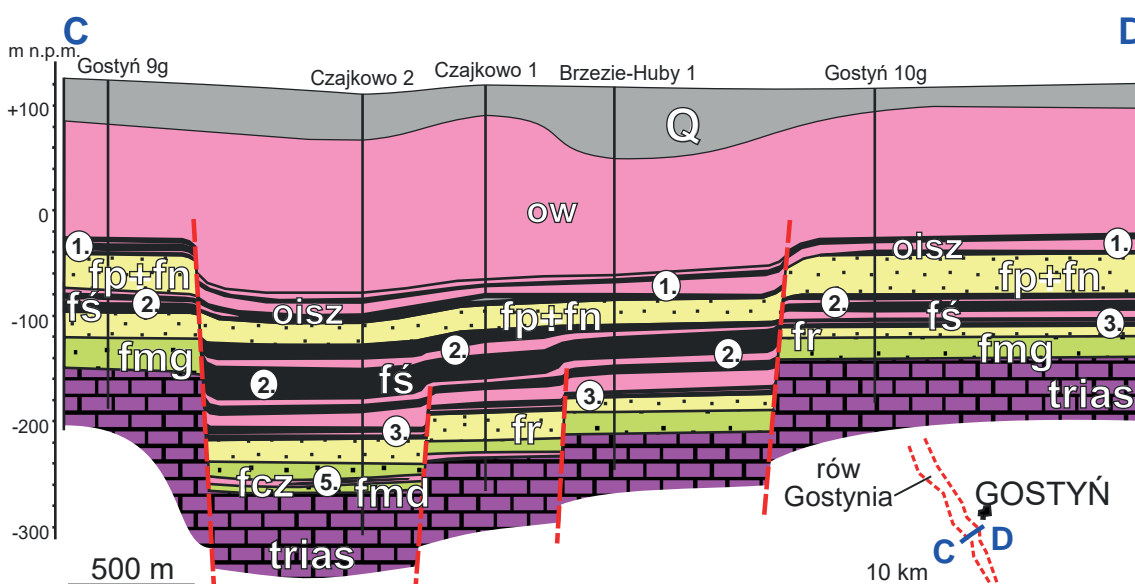


FIG. 14. Poprzeczny przekrój geologiczny przez środkową część rowu Gostynia (Widera, 2007; Widera i in., 2008; Urbański, Widera, 2016). Objaśnienia na figurach 12 i 13. Lokalizacja rowu Gostynia jest przedstawiona na figurze 2

środkowego miocenu nawet po środkowy plejstocen glacialny, który na przeważającym obszarze Niżu Polskiego jest reprezentowany przez niezaburzone tektonicznie osady zlodowacenia sanu (Widera, 2011, 2024).

8.5.5. Rów Adamowa

Rów Adamowa cechuje się niepełną litostratyfacją i bardzo skondensowanym profilem stratygraficznym. Jego długość wynosi ok. 13 km, szerokość od <2 do >3 km, maksymalna głębokość sięga 55–75 m, zaś wzdłuż linii przekrojowej I–J nie przekracza 30 m (fig. 17). Jest to jeden z kilku płytkich rowów elewacji konińskiej (Widera, 1998), która obejmuje środkową część segmentu mogiłęńsko-lódzkiego (Żelaźniewicz i in., 2011).

Na obszarze rowu Adamowa wyróżnia się nierozdzielony paleogen (tzw. iły niebieskie) i dwie neogeńskie formacje koźmińską i poznańską (fig. 12, 17; Widera, 2007; Widera i in., 2022). Niewielkie miąższości wymienionych osadów wskazują na niezbyt duże (maksymalnie do 20–30 m) pionowe przemieszczenia tektoniczne.

Można wykazać trzy etapy rozwoju tektonicznego tego obszaru w czasie akumulacji: iłów niebieskich (paleogen, wczesny oligocen), piasków formacji koźmińskiej (wczesny miocen–dolna część środkowego miocenu) i 1.środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego (środkowa część środkowego miocenu) – dolna część formacji poznańskiej (ogniwo iłów szarych). Osady wyróżnionych etapów mają kilkukrotnie większe miąższości w rowie niż na jego skrzydłach. Natomiast nie stwierdzono dotychczas w rowie Adamowa skutków czwartorzędowej tektoniki.

FIG. 15. Poprzeczny przekrój geologiczny przez południową część rowu Szamotuł (Widera, 2004; Widera i in., 2019). Inne objaśnienia na figurach 12 i 13. Lokalizacja rowu Szamotuł jest przedstawiona na figurze 2

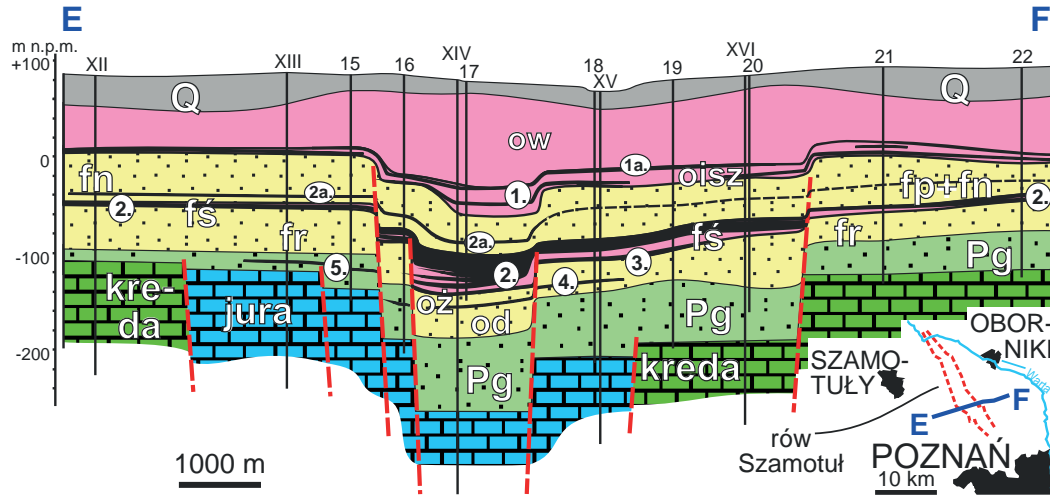


FIG. 16. Poprzeczny przekrój geologiczny przez północną i środkową część rowu Lubstowa (Widera, 1998, 2000, 2021, 2024). Inne objaśnienia na figurach 12 i 13. Lokalizacja rowu Lubstowa jest przedstawiona na figurach 2 oraz 4

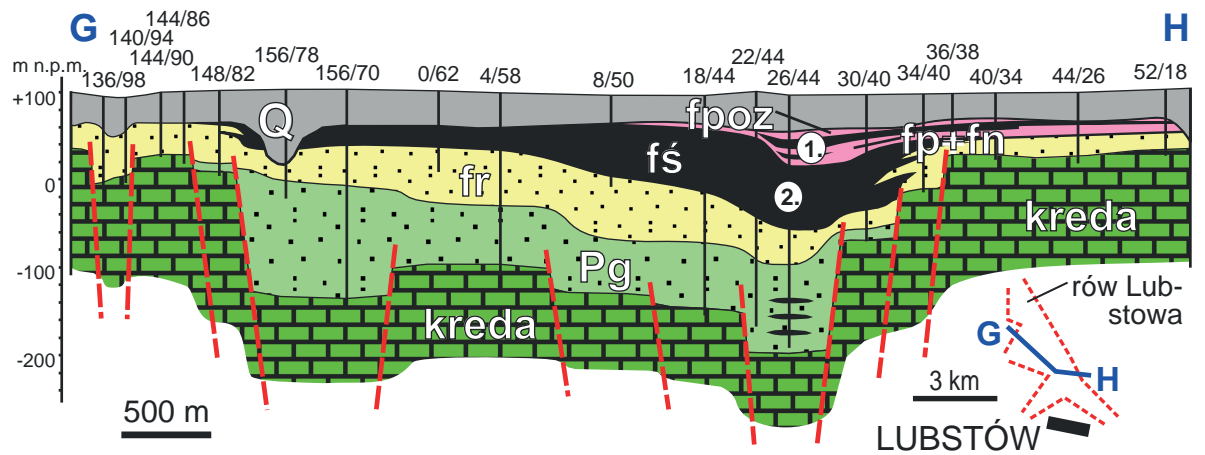
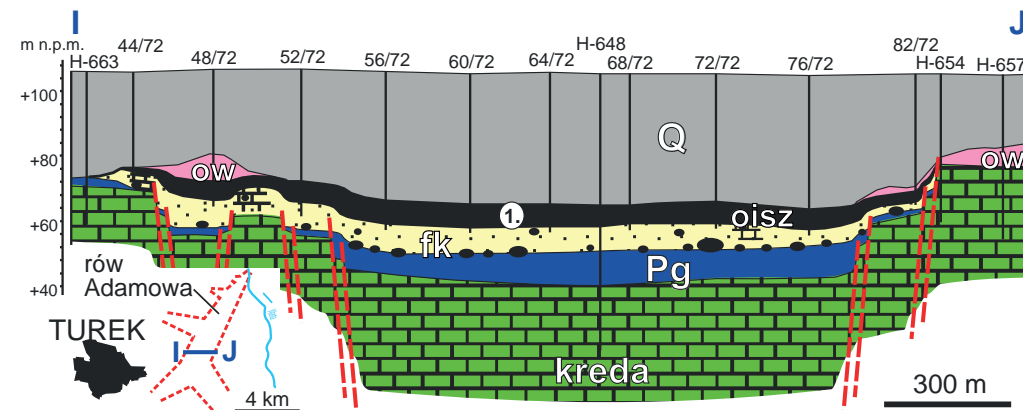


FIG. 17. Poprzeczny przekrój geologiczny przez środkową część rowu Adamowa (Widera, 2021; Widera i in., 2022). Inne objaśnienia na figurach 12 i 13. Lokalizacja rowu Adamowa jest przedstawiona na figurach 2 oraz 4



8.5.6. Podsumowanie

W wybranych rowach z obszaru Polski pozakarpackiej wskazano etapy ich paleogeńsko-neogeńskiej aktywności tektonicznej. Skorelowano je z czasem depozycji określonych jednostek litostratigraficznych. Z jednej strony ich miąższość, a z drugiej diachroniczność wydzieleni litostratigraficznych prowadzą do wniosku, że etapy rozwoju poszczególnych rowów nie były równoległe.

W paleogenie (wczesnym oligocenie) najintensywniej rozwijały się rowy Lubstowa i Szamotoł, osiągając rozmiary subsydencji tektonicznej przewyższające 100 m. Z kolei, w neogenie największą subsydencją charakteryzował się rów Kleszczowa. Rozmiary subsydencji w czasie depozycji kompleksu podwęglowego sięgały 300 m, a podczas akumulacji torfu mogły wynosić (w zależności od przyjętego modelu konceptualnego) nawet >500–700 m. Natomiast w rowie Adamowa na każdym etapie jego rozwoju tektonicznego amplituda ruchów pionowych nie przekraczała 30 m.

W przypadku rowów Gostynia i Szamotoł deformacje osadów górnoneogeńskich powiązano z kompaktacją niżej zalegających względnie grubych pokładów węgla brunatnego. Z kolei rowy Kleszczowa i Lubstowa są jedynymi spośród omawianych, w których stwierdzono postsedymentacyjne ruchy inwersyjne. W ostatnim przypadku oszacowano, że inwersja strukturalna osiągnęła rozmiary >100 m. Natomiast rów Kleszczowa jest jedynym, gdzie udokumentowano jednoznaczne skutki czwartorzędowej, w tym współczesnej, aktywności sejsmicznej wywołanej działalnością górnictwem.

8.6. ZAPIS KENOZOICZNEJ AKTYWNOŚCI STRUKTUR TEKTONICZNYCH NA PROFILACH SEJSMIKI REFLEKSYJNEJ

Piotr Krzywiec

Deformacje tektoniczne utworów kenozoicznych na Niżu Polskim zostały precyzyjnie zobrazowane na profilach sejsmiki refleksyjnej, pomierzonych bądź to na potrzeby poszukiwań naftowych, bądź też przy okazji różnego rodzaju płytkich badań geologicznych. Od celu badań i dobranej do tego metodyki pomiarowej oraz przetwarzania danych zależy jakość obrazowania pierwszych kilkuset metrów pod powierzchnią ziemi. Często jednak rozdzielczość danych sejsmicznych, pozyskanych w ramach prac poszukiwawczych prowadzonych przez przemysł naftowy i sięgających do głębokości kilku kilometrów,

jest w zupełności wystarczająca do zinterpretowania stylu strukturalnego utworów kenozoicznych. Zaletą tego typu danych dostępnych na Niżu Polskim jest również możliwość określenia relacji płytkich deformacji kenozoicznych do deformacji w głębokim podłożu permsko-mezozoicznym, a czasem nawet starszym, przedpermskim.

Poniżej przedstawione są wybrane przykłady deformacji tektonicznych w obrębie osadów paleogenu i/lub neogenu, zobrazowane na profilach sejsmiki refleksyjnej. Omówione struktury tektoniczne powstały bądź w paleogenie, czyli w trakcie ostatniego etapu inwersji basenu polskiego, bądź też na etapie post-inwersyjnym, od miocenu po pliocen. Dostępne dane sejsmiczne pozwoliły na wskazanie różnych procesów tektonicznych, które wpływały na sedymentację utworów kenozoicznych i były odpowiedzialne za powstanie obserwowanych w ich obrębie deformacji tektonicznych. W centralnej i północno-zachodniej Polsce deformacje te często były związane z aktywnością struktur solnych zbudowanych z ewaporatów cechsztynu. Zjawisko reaktywacji struktur solnych po głównym etapie diapiryzmu jest dobrze znane i zostało opisane w wielu basenach osadowych. Zgodnie z zaproponowaną w literaturze klasyfikacją można rozpatrywać trzy przypadki reaktywacji (Gutiérrez, 2004; Randles i in., 2012), zachodzące:

- 1) z powstaniem listrycznego uskoku normalnego, zakorzenionego w głębszych partiach diapiru, co prowadzi do powstania w nadkładzie diapiru półrowu tektonicznego, który może być wypełniony najmłodszymi osadami;
- 2) z powstaniem systemu uskoku normalnych zakorzenionych w stropie wysadu, co prowadzi do powstania ponad wysadem symetrycznego rowu tektonicznego, który może być wypełniony najmłodszymi osadami;
- 3) z ugięciem stropu wysadu, ale bez połączonego z tym uskoku, co skutkuje powstaniem lokalnych stref subsydencji ugięciowej ponad wysadem, charakteryzujących się ciągłym gradientem wzrostu miąższości najmłodszych osadów w kierunku centrum wysadu, bez skokowych zmian miąższości wywołanych uskokuowaniem, takim jak w przypadkach (1) i (2).

Do tej klasyfikacji należy jeszcze dodać czwarty przypadek – ewentualną inwersję lokalnych centrów subsydencji, rozwiniętych ponad wysadem, zgodnie z wymienionymi powyżej przypadkami, związaną z kolejnym etapem wzrostu diapiru.

Dane sejsmiczne pomierzone ponad systemem wysadów solnych Dzwonowo–Człopa doskonale ilustrują lateralną zmienność stylu tektonicznego utworów kenozoicznych. Na figurze 18 widać utwory kenozoiku leżące zupełnie połogo ponad mezozoikiem, w obrębie którego widzimy skomplikowany system deformacji tektonicznych, będących efektem późnokredowo-wczesnopaleogeńskiej

8

Rozwój tektoniczny
Polski pozakarpackiej
w kenozoiku

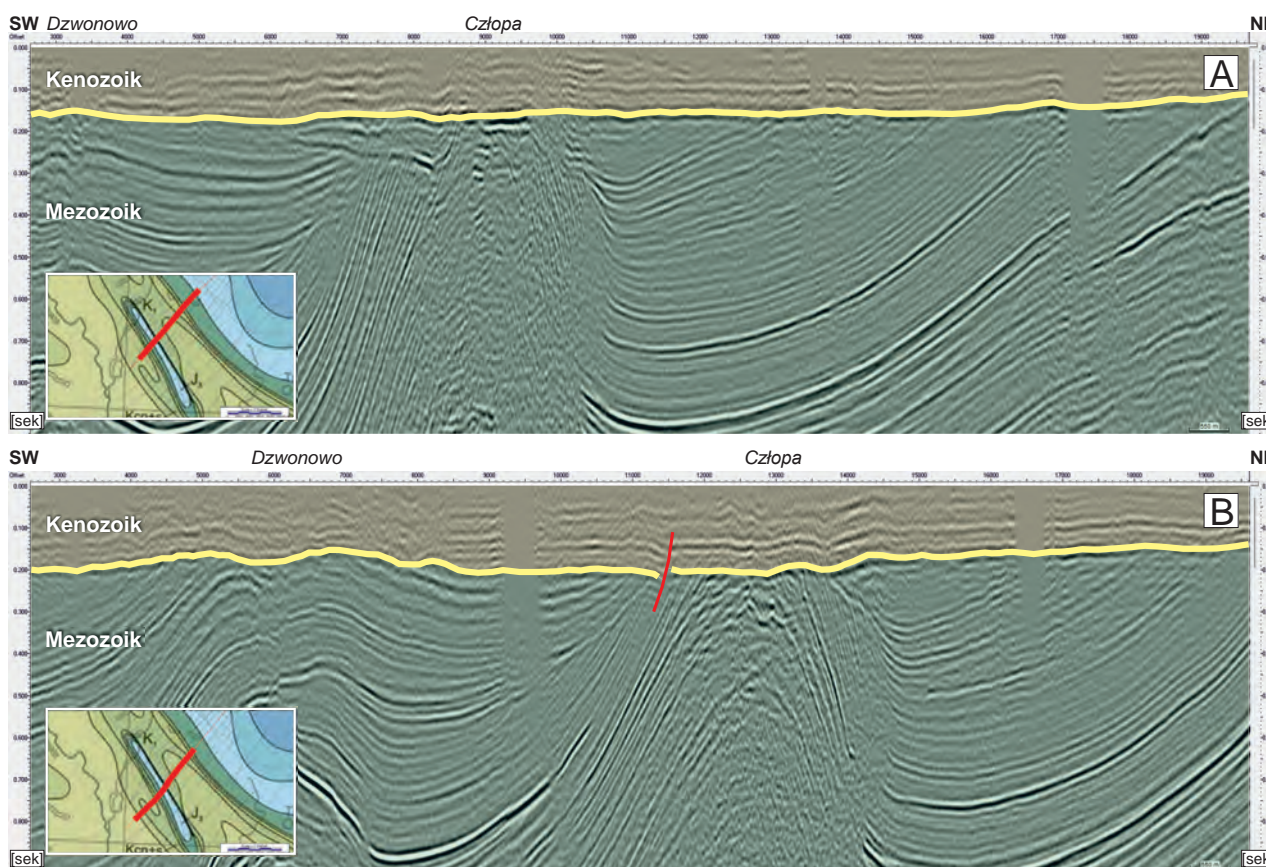


FIG. 18. Utwory kenozoiku leżące połogo ponad mocno zdeformowanym mezozoikiem w strefie wysadów solnych Dzwonowo–Człopa (por. Krzywiec, 2006, 2012). Lokalizacja profili sejsmicznych pokazana jest na tle wycinka mapy geologicznej Polski bez kenozoiku (Dadlez i in., 2000)

8

Rozwój tektoniczny
Polski pozakarpackiej
w kenozoiku

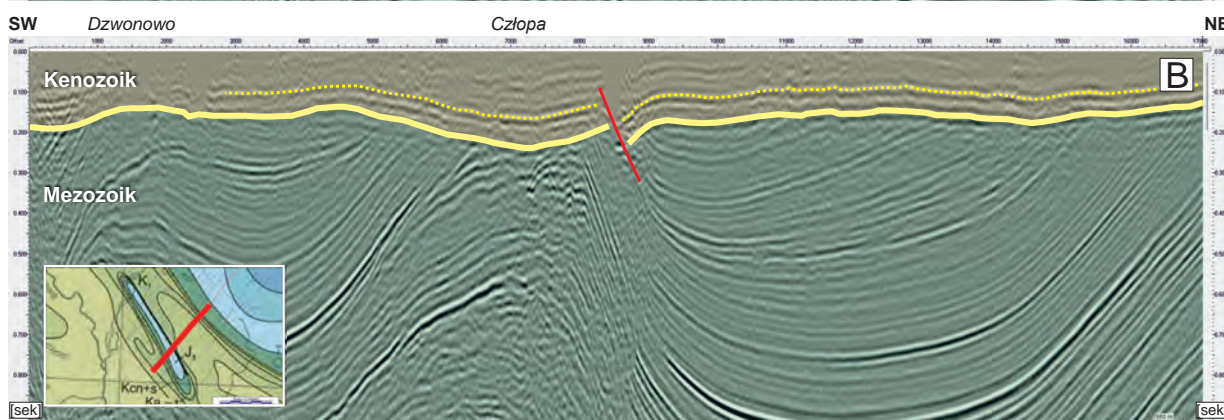
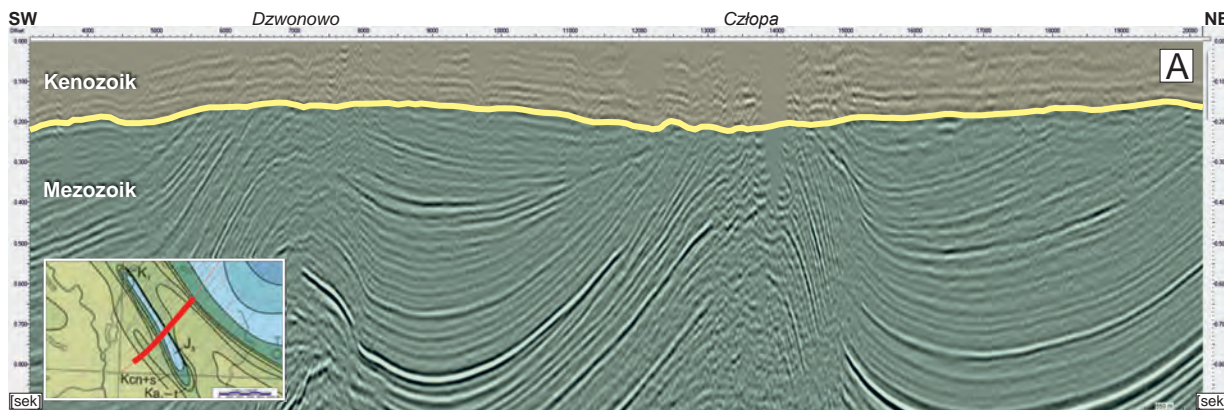


FIG. 19. Utwory kenozoiku o lokalnie zwiększonej miąższości ponad wysadem solnym Człopa (por. Krzywiec, 2006, 2012). Lokalizacja profili sejsmicznych pokazana jest na tle wycinka mapy geologicznej Polski bez kenozoiku (Dadlez i in., 2000)

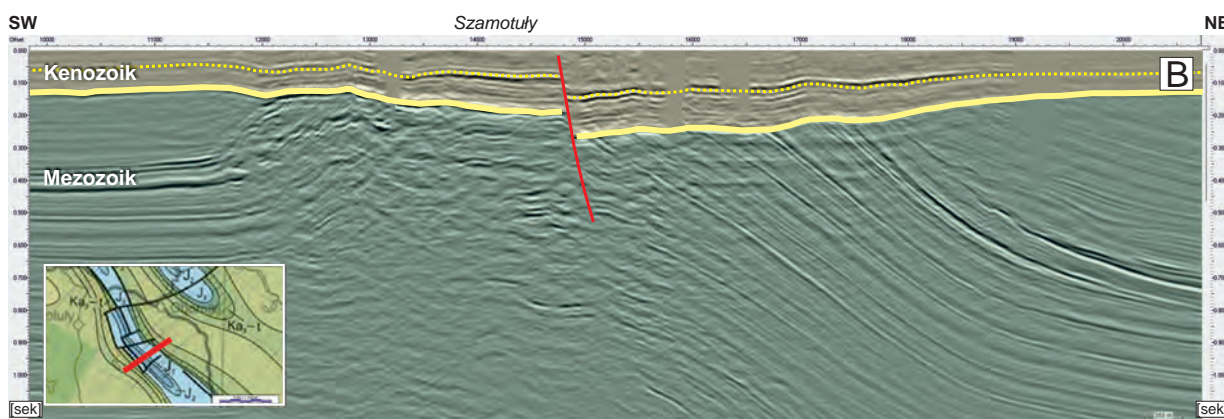
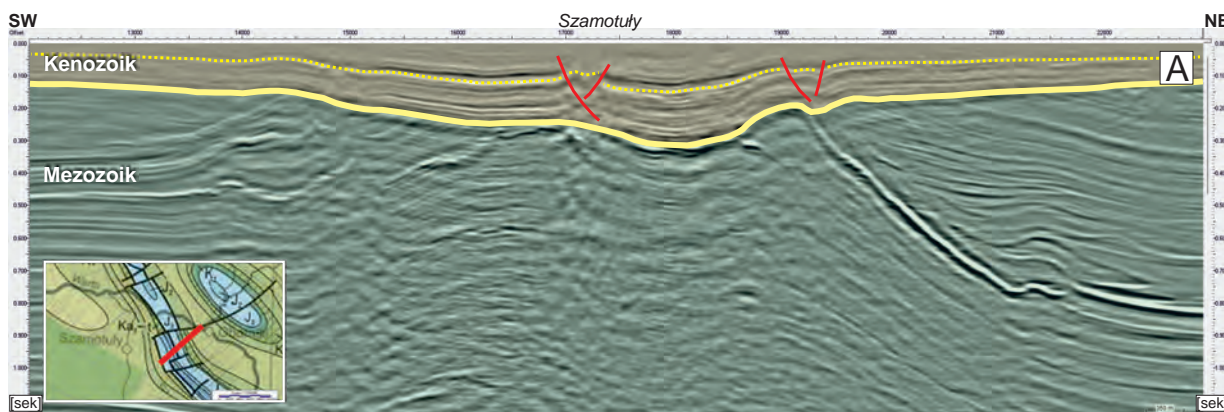


FIG. 20. Utwory kenozoiku o lokalnie zwiększonej miąższości ponad wysadem solnym Szamotuły (por. Rowan, Krzywiec, 2014). Lokalizacja profili sejsmicznych pokazana jest na tle wycinka mapy geologicznej Polski bez kenozoiku (Dadlez i in., 2000)

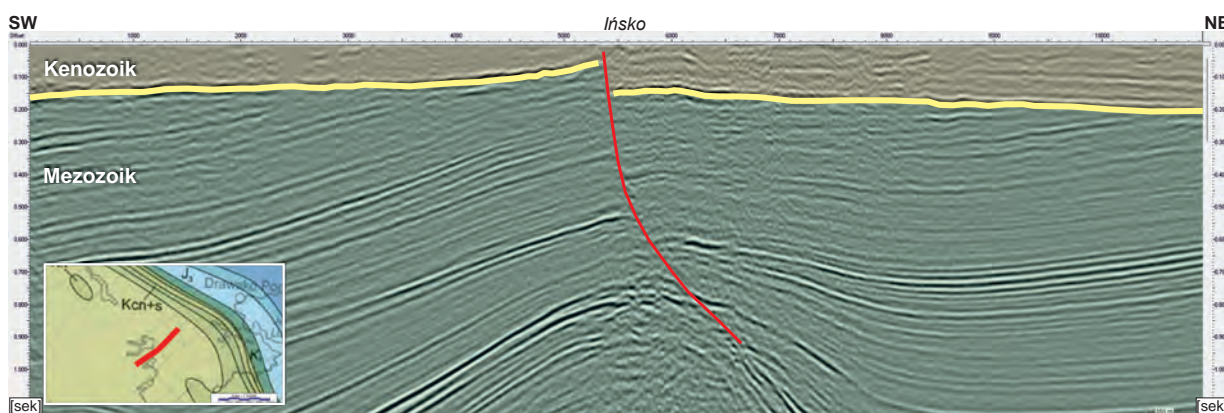


FIG. 21. Kenozoiczne uskokuwanie ponad wysadem solnym Ińsko. Lokalizacja profili sejsmicznych jest pokazana na tle wycinka mapy geologicznej Polski bez kenozoiku (Dadlez i in., 2000)

8

Rozwój tektoniczny
Polski pozakarpackiej
w kenozoiku

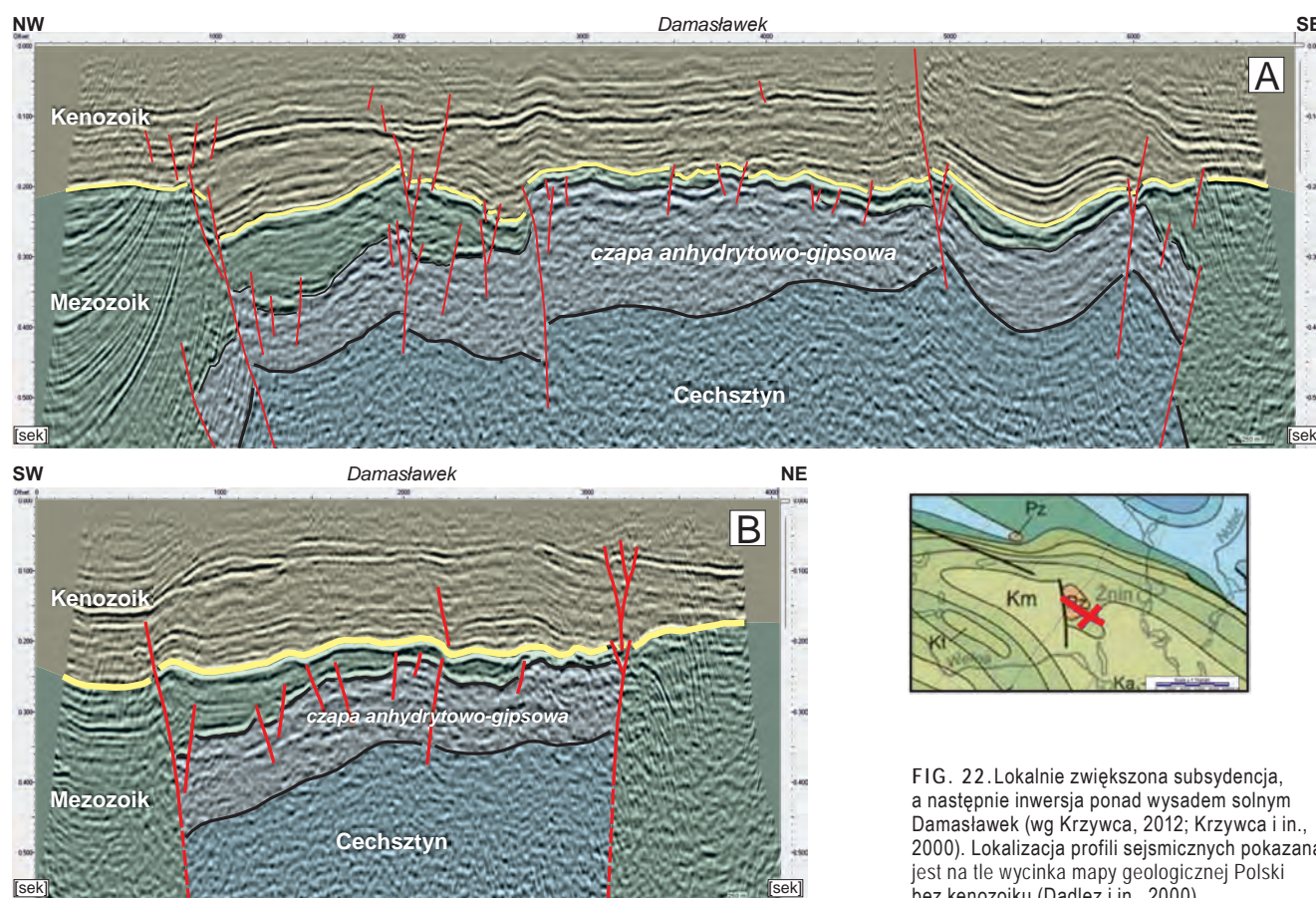


FIG. 22. Lokalnie zwiększona subsydencja, a następnie inwersja ponad wysadem solnym Damaslówek (wg Krzywca, 2012; Krzywca i in., 2000). Lokalizacja profili sejsmicznych pokazana jest na tle wycinka mapy geologicznej Polski bez kenozoiku (Dadlez i in., 2000)

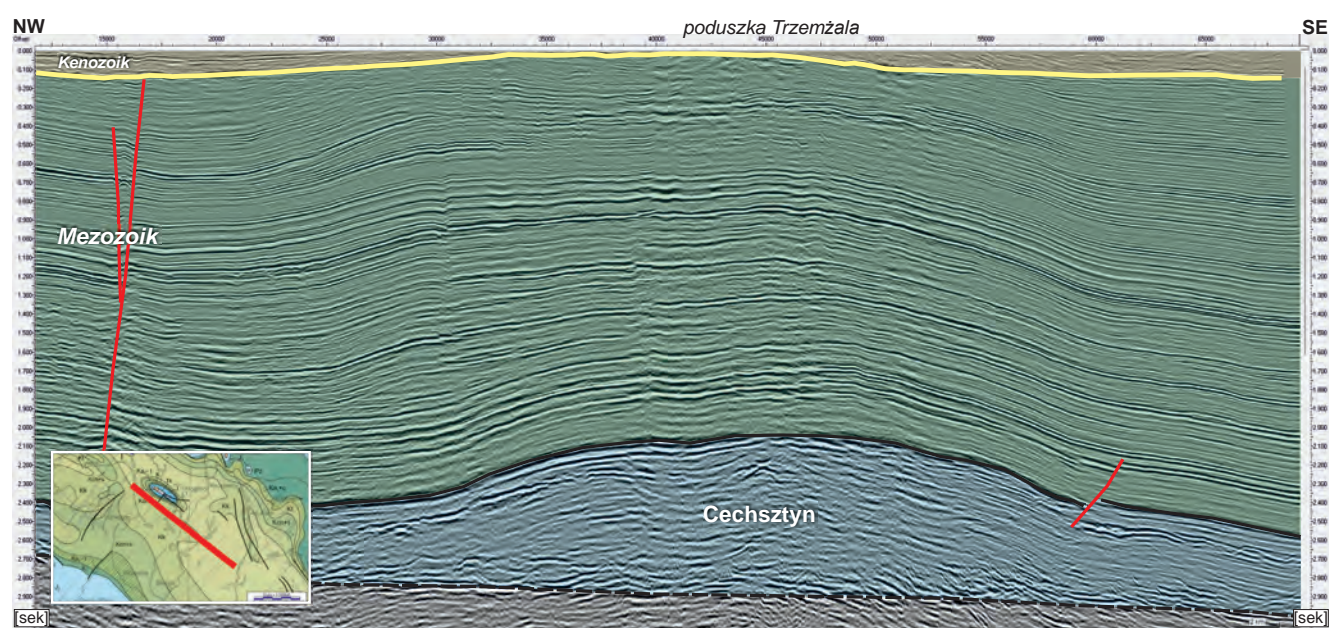


FIG. 23. Regionalne uniesienie spągu utworów kenozoiku ponad poduszką solną Trzemiżala. Lokalizacja profili sejsmicznych pokazana jest na tle wycinka mapy geologicznej Polski bez kenozoiku (Dadlez i in., 2000)

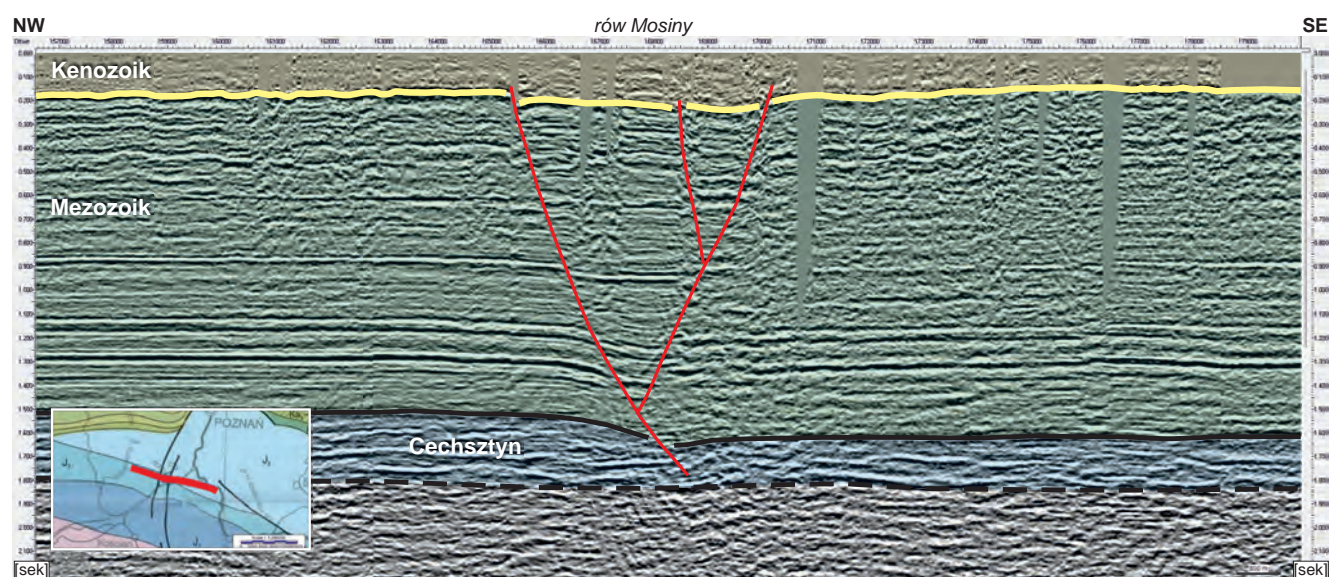


FIG. 24. Wzrost miąższości utworów kenozoiku w obrębie rowu tektonicznego Mosiny. Lokalizacja profili sejsmicznych pokazana jest na tle wycinka mapy geologicznej Polski bez kenozoiku (Dadlez i in., 2000)

inwersji basenu polskiego połączonej z kompresyjną reaktywacją wysadów solnych Dzwonowo i Człopa (por. Krzywiec, 2006, 2012). Ponad wysadem Człopa nie widać tu żadnych zmian miąższości. Figura 18B ilustruje podobną sytuację – widzimy tu wprawdzie niewielki uskok normalny zakorzeniony w stropowej części mezozoiku, jednak nie jest on odpowiedzialny za jakieś istotne zmiany miąższości. Inaczej sytuacja wygląda w bardziej południowo-wschodniej części wysadu Człopa. Na figurze 19A widzimy, że w tym jego fragmencie ponad stropem wysadu znajduje się lokalne centrum subsydencji kenozoicznej, charakteryzujące się większą miąższością utworów kenozoicznych. Jednak nie jest ono kontrolowane przez uskoki, lecz związane z szerokopromiennym ugięciem stropu mezozoiku, być może wywołanym odpływem soli z wysadu w kenozoiku. Podobna sytuacja jest zobrazowana na figurze 19B – w tej części diapiru Człopa ugięciu stropu mezozoiku towarzyszy uskoc normalny, jednak jest on odpowiedzialny za bardzo lokalny wzrost miąższości kenozoiku, występujący na znacznie mniejszym obszarze niż strefa subsydencji ugięciowej. Uskoc normalny powstał, podobnie jak uskoc pokazany na figurze 18B, w efekcie odspojenia międzywarstwowego w obrębie stromo zalegających utworów mezozoicznych ponad wysadem solnym Człopa.

Dla wysadu solnego Szamotoły, bazując na danych otworowych, postulowano występowanie rowu tektonicznego ograniczonego systemem uskoków normalnych, utworzonego w kenozoiku i związanego z powstaniem złóż węgla brunatnych (Widera i in., 2019; Widera, 2024), jednak analiza profili sejsmicznych przecinających ten wysad pokazuje, że na tym obszarze rola uskoków w formowaniu się kenozoicznych centrów subsydencji była znacznie mniejsza. Na figurze 20A widać, że w centralnym segmencie wysadu występuje lokalny znaczny wzrost miąższości utworów kenozoicznych, który jednak nie jest efektem powstania rowu tektonicznego ograniczonego uskoki normalnymi, lecz ugięcia stropu podłoża mezozoicznego. Na profilu przedstawionym na figurze 20B jest zobrazowany wprawdzie uskoc normalny o stosunkowo znacznym zrzućcie, jednak jest to struktura bardzo młoda, przecinająca prawie cały kompleks kenozoiczny. Oba skrzydła tego uskoku charakteryzują się stosunkowo stałą miąższością utworów kenozoicznych, co sugeruje, że nie był on aktywny w trakcie ich depozycji. Widoczny tutaj wzrost miąższości kenozoiku w stronę centrum wysadu Szamotoły jest również efektem fleksuralnego obniżenia stropu mezozoiku, być może wywołanego lateralnym odpływem soli z diapiru na etapie post-inwersyjnej relaksacji naprężeń w obrębie basenu polskiego.

Podobny, bardzo młody uskoc normalny przecinający prawie całą sukcesję kenozoiczną, powstał ponad wysadem Ińsko (fig. 21). W tym wypadku nie widzimy jednak lateralnych zmian miąższości utworów kenozoicznych sprzed etapu aktywności tego uskoku co sugeruje, że sedymentacja w kenozoiku na tym obszarze w znacz-

nej mierze odbywała się na płaskiej, połogiej powierzchni, bez wpływu leżącego niżej wysadu solnego.

Ponad wysadem solnym Damasławek widać znaczny lokalny wzrost miąższości utworów kenozoicznych, ujętych w szerokopromienną strukturę inwersyjną (fig. 22; por. Krzywiec i in., 2000; Jarosiński, Krzywiec, 2006; Jarosiński i in., 2009; Krzywiec, 2012). W przypadku tego diapiru, po mioceńskiej subsydencji doszło do kolejnej, bardzo młodej (pliocen? czwartorzęd?) kompresyjnej reaktywacji tej struktury, która była połączona z powstaniem w nadkładzie kenozoicznym uskoków odwróconych sięgających nieomal do współczesnej powierzchni terenu. Lokalne centrum subsydencji, tyle że w oligocenie, powstało również ponad wysadem Lubień, jednak w tym przypadku nie nastąpiła jego późniejsza inwersja (Krzywiec, 2012).

Ponad poduszką solną Trzemżala, położoną w centralnej Polsce, na południowy wschód od wysadu solnego Mogilna, cała pokrywa mezozoiczna wraz z nadkładem kenozoicznym są uniesione, co wskazuje na wzrost tej struktury solnej w kenozoiku (fig. 23). Tego typu zjawisko jest na Niżu Polskim raczej wyjątkiem, a nie regułą.

Na obszarze północnej i południowo-zachodniej Polski występuje system rowów tektonicznych aktywnych w mezozoiku (por. Kwolek, 2000; Bobek i in., 2021). Część tych rowów tektonicznych uległa reaktywacji w kenozoiku i tworzyła lokalne centra subsydencji, często związane z depozycją węgla brunatnych (np. Widera i in., 2004, 2008). Przykładem takiej struktury jest rów Mosiny pokazany na figurze 24. W tym przypadku wzrost miąższości utworów kenozoicznych jest kontrolowany przez uskoki normalne zakorzenione w ewaporatach cechsztyńcu.

Omówione powyżej przykłady struktur kenozoicznych dotyczą strukturalnaskórkowych, zakorzenionych bądź to w stropowej części kompleksu mezozoicznego, bądź też w cechsztyńskich ewaporatach. Przykładem strefy uskokowej zakorzenionej w głębokim, podcechsztyńskim podłożu i aktywnej w kenozoiku jest uskoc Grójca (por. Dadlez, 1994; Krzywiec, 2002, 2009). Jest to uskoc przesuwczy, którego ostatnia faza aktywności była związana z inwersją basenu polskiego. Jak widać na profilu sejsmicznym pokazanym na figurze 25, utwory kenozoiczne na tym obszarze wykazują stosunkowo dużą miąższość do ok. 300 m, co udokumentował otwór Nadarzyn IG 1 (<https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/detalis/3290>; por. Krzywiec, 2009). Ich spągowa część (reprezentująca mniej więcej paleocen dolny) jest zdeformowana tak jak stropowa część utworów kredowych, natomiast powyżej znajduje się lokalna powierzchnia niezgodności, ponad którą reszta sukcesji kenozoicznej leży już płasko. Tego typu geometria wskazuje na ostatni, wczesnopaleoceński etap aktywności tego uskoku.

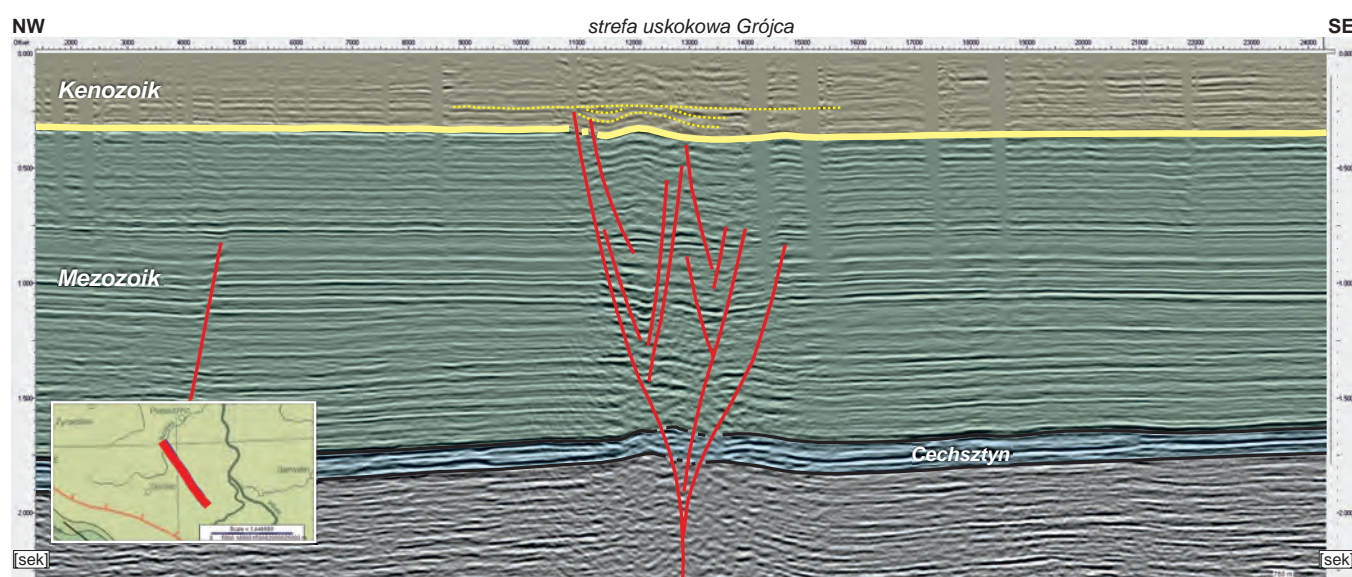


FIG. 25. Kenozoiczna aktywność przesuwczy strefy uskokowej Grójca (por. Krzywiec, 2002, 2009). Lokalizacja profili sejsmicznych pokazana jest na tle wycinka mapy geologicznej Polski bez kenozoiku (Dadlez i in., 2000)

8.7. TEKTONICZNE UWARUNKOWANIA ROZWOJU POKRYWY CZWARTORZĘDOWEJ I RZEŹBY TERENU

8.7.1. Wielkopolska i Kujawy

Wojciech Włodarski

Na obszarze Wielkopolski i Kujaw wpływ tektoniki podłoża podkenozoicznego na rozwój strukturalny osadów czwartorzędowych i rzeźbę terenu został prawdopodobnie najlepiej rozpoznany na dość rozległym obszarze elewacji konińskiej (fig. 4 w podrozdziale 8.2 oraz fig. 26 i 27), a także w obrębie stosunkowo wąskich stref występowania struktur solnych (fig. 28). Elewacja konińska jest zlokalizowana wzdłuż SW granicy strefy TT, gdzie rozpoznano strefę uskoku Gopło–Ponętów (Marek, 1977; Dadlez, 1998). Rzędna zalegania powierzchni stropu mezozoiku zmienia się w zakresie od 180 m p.p.m. do 116 m n.p.m., przy średnim poziomie ok. 60 m n.p.m. (Widera, 1998). Na zróżnicowanie topograficzne tej powierzchni przeważający wpływ mają stosunkowo wąskie struktury o charakterze rowów i zrębów tektonicznych.

Na uwagę zasługuje rów Kleczewa zlokalizowany w NW części elewacji konińskiej. Jego tektonika jest dobrze odwzorowana w topografii powierzchni spągu i częściowo stropu węgla brunatnych miocenu środkowego (fig. 26A, B; Włodarski, 2009, 2014). Na obydwu powierzchniach zaznaczają się wydłużone obniżenia, ograniczone skłonami o regularnym przebiegu na kierunkach NE–SW, WNW–ESE oraz N–S. Podobną orientację wykazują zespoły spękań ciosowych tnących węgle brunatne (Widera, 2014; Włodarski, 2014; fig. 26C). O ile skłony czytelne na powierzchni spągu węgla można interpretować jako monoklinalne fałdy naduskokowe, to w przypadku powierzchni stropu mogą one wynikać również z kompaktacji węgla (Widera, 2013). Miejscami powierzchnia stropu węgla jest przekształcona na skutek deformacji glacitektonicznych powstałych w czasie zlodowacenia odry (Włodarski, 2014; fig. 26A, B). Wyraża się to w postaci drugorzędnych wałów rozciągających się bezpośrednio nad strefą przegubową jednego z fałdów naduskokowych o przebiegu WNW–ESE. Deformacje glacitektoniczne w obrębie tych wałów są reprezentowane przez nasunięcia o przebiegu WNW–ESE do NW–SE i wergencji generalnie ku SW oraz uskoki nasuwczo-przesuwcze zorientowane NE–SW do ENE–WSW i charakteryzujące się zmienną

wergencją (fig. 26C). Lewoskrętne przemieszczenia wzdłuż uskoku drugiego typu są dobrze czytelne w złożonej geometrii zaburzonych glacitektonicznie warstw węgla brunatnych, ponadto zostały one wyinterpretowane na podstawie analizy struktur ślizgowych. Wyraźne podobieństwo między orientacją struktur glacitektonicznych a ułożeniem fałdów naduskokowych i spękań ciosowych w obrębie węgla brunatnych wskazuje, że rozwój deformacji glacitektonicznych był kontrolowany przez struktury tektoniczne. Polegało to na reaktywacji powierzchni nieciągłości w obrębie fałdów naduskokowych (w tym spękań ciosowych) w wyniku nasunięcia lądolodu zlodowacenia odry. Skośny kierunek nacisku lądolodu, tj. NNE–SSW względem pierwotnego ułożenia reaktywowanych struktur miał istotny wpływ na złożoną kinematykę przemieszczeń glacitektonicznych. Analizowane powyżej deformacje są przykładem mezoskopowego zapisu nałożenia się deformacji glacitektonicznych na starsze struktury tektoniczne podłoża podczwartorzędowego. Przykład ten stanowi uzupełnienie wcześniejszych badań ilustrujących związki między lokalizacją deformacji glacitektonicznych a ukształtowaniem podłoża podczwartorzędowego (Ber, Krzyszkowski, 2004). Obok Wzgórz Ostrzeszowskich (Winnicki, 1994), na uwagę zasługują deformacje glacitektoniczne w rejonie Żerkowa (Cińcio, Gizler, 2000).

Wzdłuż północno-zachodniego obrzeżenia elewacji konińskiej rozpoznano elementy strukturalne powierzchni stropu mezozoiku, które wyraźnie nawiązują do regionalnych struktur tektonicznych głębszego podłoża (Stankowski, Włodarski, 2019). Duże obniżenie o osi NE–SW jest ograniczone powierzchniami skłonów o częściowo bardziej regularnym przebiegu o kierunkach NE–SW oraz NW–SE do NNW–SSE (fig. 27B). Taką samą orientację wykazują osie drugorzędnych wałów i obniżeń. Jeden z takich wałów o przebiegu NW–SE rozdziela duże obniżenie na dwie wzajemnie przesunięte części. Na przedłużeniu tego wału, ok. 7 km na NE, rozpoznano uskoki tnące utwory dolnej i środkowej jury (Kotański, 1997). Ważnym elementem topografii stropu mezozoiku jest rozległy skłon, nachylony ku SE zgodnie z orientacją skrzydła częściowo zuskokowanej antykliny Trzemżala, rozpoznanej w obrębie głębszego podłoża. Skłon ten ogranicza obniżenie o przebiegu NW–SE, które dobrze koreluje się z topografią spągu kredy górnej (Znosko i in., 1998). Omówione elementy topografii stropu mezozoiku nawiązują również do przebiegu granicy kampan/mastrycht, a pośrednio do strefy wysokiego gradientu stratygraficznego między utworami górnego triasu i górnej jury a miejscami także górnej kredy (Kotański, 1997; Znosko i in., 1998; fig. 27B). Ze względu na geometrię, jak i orientację względem prawoskrętnych uskoku przesuwczego strefy TT o przebiegu NW–SE (Krzywiec, 2006; Jarosiński i in., 2009), duże obniżenie o osi NE–SW posiada

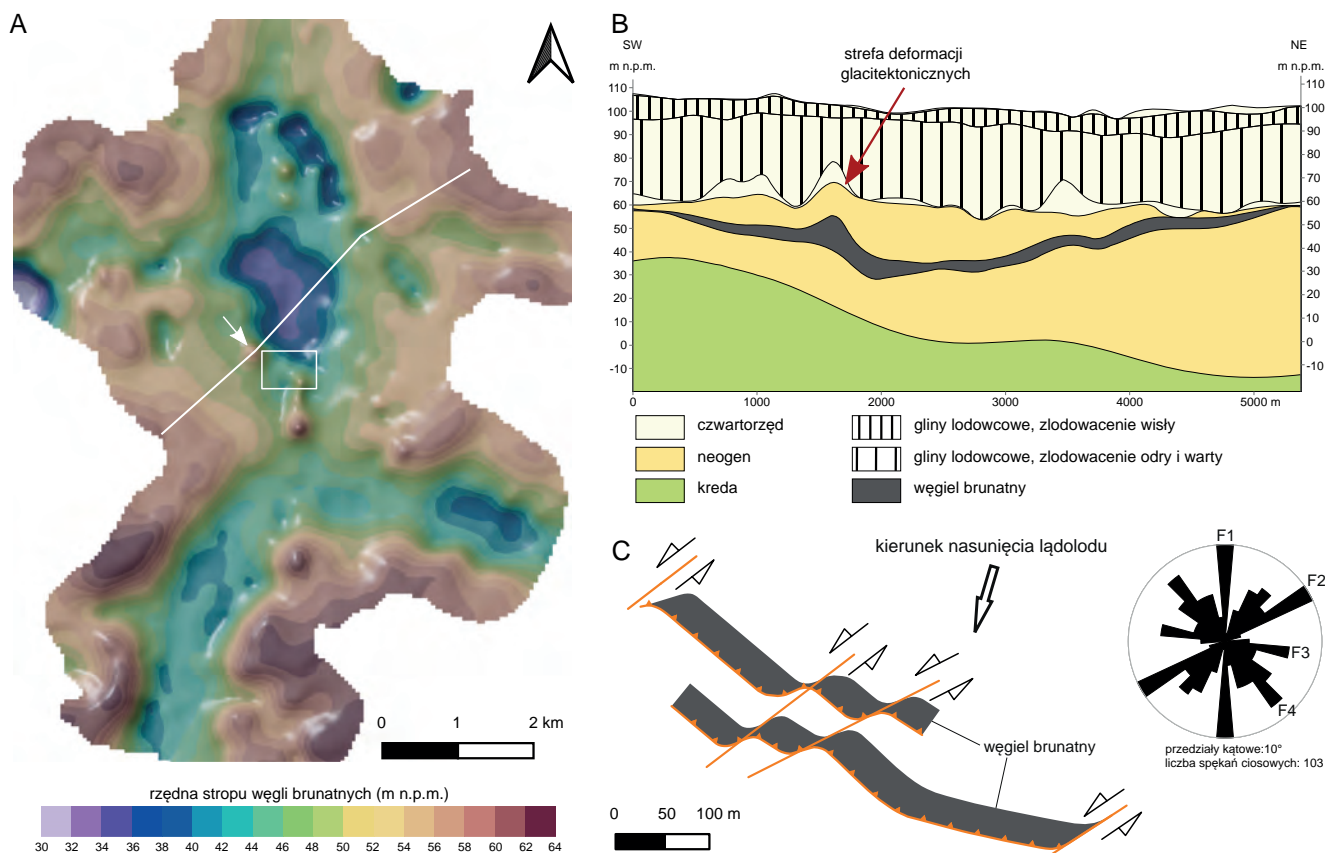


FIG. 26. Tektoniczne uwarunkowania deformacji glacitektonicznych w rowie Kleczewa. A mapa strukturalna stropu węgla brunatnych, białą linią zaznaczono przebieg przekroju geologicznego przedstawionego na figurze B, białą strzałką wskazuje lokalizację strefy glacitektonicznych przekształceń stropu węgla, białą ramką wyznacza zasięg szkicu strukturalnego przedstawionego na fig. C; B uproszczony przekrój geologiczny przez rów Kleczewa, lokalizację przekroju zaznaczono białą linią na figurze A; C szkic strukturalny węgla brunatnych zaburzonych glacitektonicznie, lokalizacja szkicu jest zaznaczona białą ramką na figurze A, na diagramie rozetowym zestawiono orientację spękań ciosowych tnących węgle niezaburzone glacitektonicznie

8

Rozwój tektoniczny
Polski pozakarpackiej
w kenozoiku

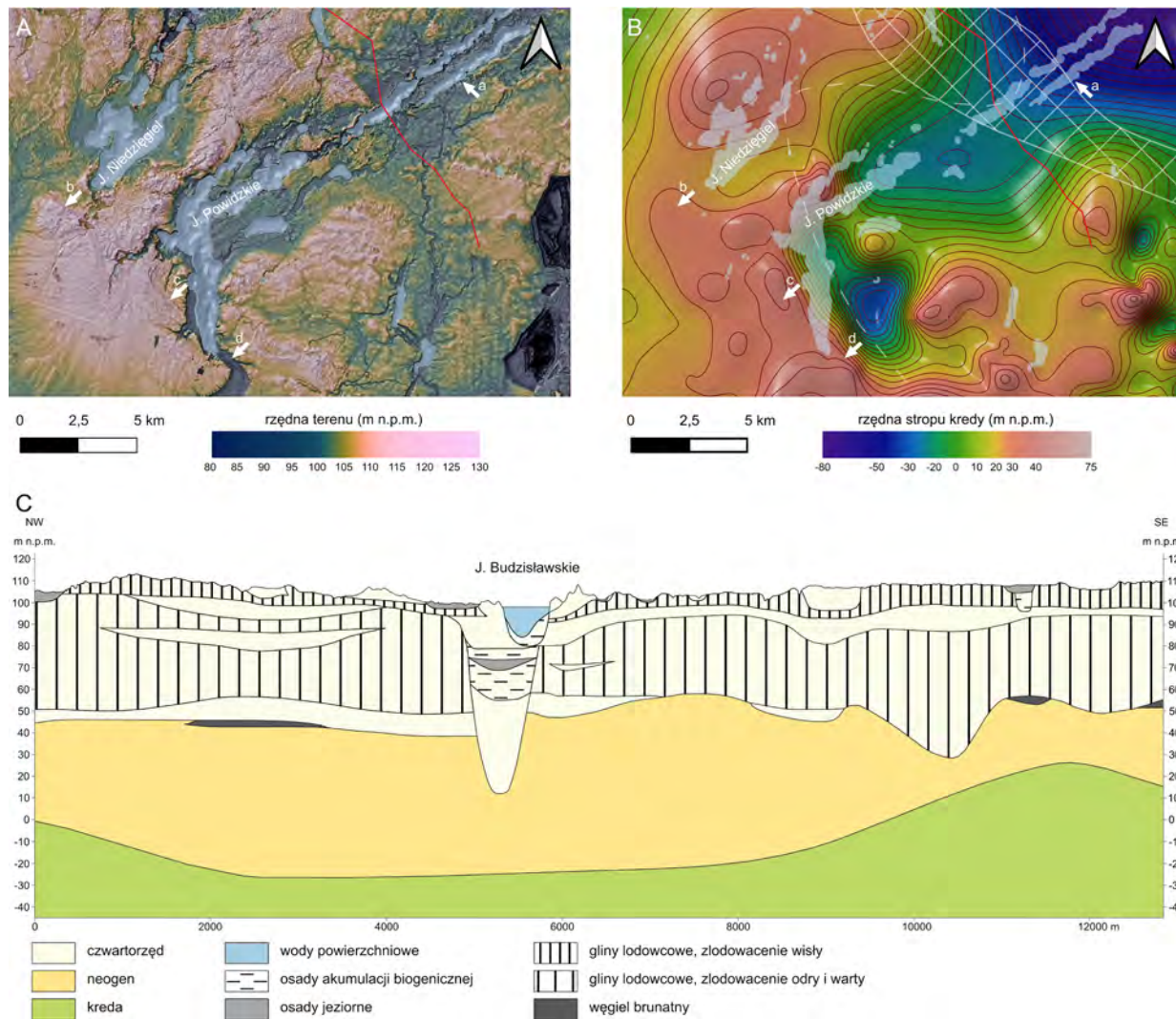


FIG. 27. Rzeźba terenu i elementy strukturalne podłoża podkenozoicznego na obszarze rynny poddębicko-ostrowskiej i jej otoczenia. A cieniowana mapa hipsometryczna na podstawie danych LiDAR z elementami hydrografii, linia czerwona pokazuje przebieg przekroju geologicznego na figurze C; B mapa strukturalna stropu mezozoiku na tle elementów hydrografii, antykliny Trzemiąta (biały szraf kratkowy) oraz granicy mastrych/kampan (biała linia przerywana), linia czerwona pokazuje przebieg przekroju geologicznego na figurze C; C uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii zaznaczonej kolorem czerwonym na figurach A i B (wg Stankowskiego, Włodarskiego, 2019, zmodyfikowano); objaśnienia strzałek na figurach A i B w tekście

cechy basenu typu *pull-apart*. Podobny basen rozwijający się w warunkach mioceńskiej transtensji, tj. depresja Damasławka, został rozpoznany nad wysadem solnym Damasławka w północnej części Wielkopolski (Krzywiec i in., 2000; Jarosiński, Krzywiec, 2006).

Elementy strukturalne czytelne na powierzchni stropu mezozoiku determinują topografię powierzchni spągu czwartorzędowego, a przede wszystkim rzeźby terenu rynny poddębicko-ostrowskiej i jej otoczenia. Wymowna jest tutaj zmiana orientacji rynny z NE-SW (fig. 27A – strzałka a) na NNW-SSE, odwzorowana w złożonym kształcie Jeziora Poddębickiego. Z analizy przekroju geologicznego (fig. 27C) wynika, że rynna poddębicko-ostrowska rozwijała się podczas trzech zlodowaceń, tj. odry, warty i wisty. W każdym z tych okresów dochodziło do odnowienia przepływu wód subglacjalnych wzdłuż podobnych kierunków, determinowanych topografią stropu mezozoiku. Dość charakterystyczny jest przebieg form marginalnych wyznaczających zasięg lądolodu fazy poznańskiej w czasie zlodowacenia wisty. Na uwagę zwraca krawędź sedimentacyjną, ograniczającą od NE powierzchnię sandru (fig. 27A – strzałka b). Idąc w kierunku SE, krawędź ta jest nadbudowana przez wał morenowy (fig. 27A – strzałka c). Na przedłużeniu tego wyniesienia, a jednocześnie poprzecznie do osi pradoliny warszawsko-berlińskiej, rozciąga się fragment doliny Meszny, której SW zbocze ma wyraźnie prostoliniowy przebieg (fig. 27A – strzałka d).

Dobrym przykładem czwartorzędowej aktywności tektonicznej w obrębie stref występowania struktur solnych jest obszar wysadu solnego Kłodawy i związanej z nim antykliny kłodawsko-łęczyckiej. Aktywność ta przejawia się w rzeźbie terenu w postaci łagodnego wyniesienia na kierunku NW-SE. Wyniesienie to stanowi nadrzędny element topografii w stosunku do lokalnych form glacialnych i rzecznych w obrębie moreny kutnowskiej i sąsiadujących wysoczyzn (Poborski, 1957; Molewski, 2014) (fig. 28A – strzałka a, 28B). Na przedłużeniu tego wyniesienia, a jednocześnie poprzecznie do osi pradoliny warszawsko-berlińskiej, rozciąga się dział wodny między Bzurą i Nerem (fig. 28A – strzałka b, 28B). Powierzchnia stropu podłoża mezozoicznego nad wysadem solnym jest lokalnie mocno zróżnicowana, jednak słabo koreluje się z topografią analizowanego wyniesienia (fig. 28C). Jego rozwój w dnie pradoliny

wpłynął na redukcję miąższości osadów czwartorzędowych i ograniczony rozkład przestrzenny osadów rzecznych oraz zastoiszkowych (Molewski, 2014; Kucharska, Krawczyk, 2017, 2022). Z kolei w obrębie wysoczyzny przylegającej od północy do pradoliny warszawsko-berlińskiej miąższość czwartorzędowych wyraźnie wzrasta w kierunku osi wyniesienia (fig. 28C). Dobrze to widać na przykładzie poziomów glin lodowcowych ze zlodowacenia odry i warty. Oś wyniesienia rzeźby terenu na kierunku NW-SE, a także skorelowana z nią strefa zwiększonej miąższości glin lodowcowych, są przesunięte w kierunku skrzydła NE antykliny kłodawsko-łęczyckiej. Wskazuje to na większą aktywność tektoniczną w postaci ruchów obniżających w obrębie skrzydła NE, która sprzyjała akumulacji bardziej miąższych poziomów glin lodowcowych podczas zlodowacenia warty i odry. Ruchy obniżające mogły zachodzić pod wpływem obciążenia podłoża przez lądolód i lateralnego odpływu soli (Wasiluk, Rychel, 2021). Z kolei w czasie zlodowacenia wisty w obrębie skrzydła NE antykliny miały miejsce ruchy wypiętrzające o amplitudzie ok. 20 m (Molewski, 2014). Skalę tych przemieszczeń ilustruje także przekrój morfologiczny wzdłuż moreny kutnowskiej na figurze 28B. Przyjmuje się, że mechanizmem deformacji była mobilizacja mas solnych wysadu kłodawskiego w wyniku obciążenia lądolodem tylko jego północnej części (Molewski, 2014). W przeciwieństwie do starszych zlodowaceń, lądolód zlodowacenia wisty nie przekroczył całej struktury analizowanego wysadu.

Pionowe przemieszczenia podłoża mezozoicznego w obrębie antykliny kłodawsko-łęczyckiej mogły mieć charakter blokowy, wpływając nie tylko na zróżnicowanie topografii stropu mezozoiku, ale również na rozwój lokalnych form rzeźby terenu i struktur czwartorzędowych. Dobrym przykładem jest współczesna dolina Rgilewki, o wyraźnie prostoliniowym przebiegu NW-SE wzdłuż osi antykliny na dystansie 15 km (Baraniecka, 1975). Wcześniej, w czasie zlodowacenia warty, rozwinął się tam system wydłużonych form akumulacji szczelinowej i ozów (fig. 28A – strzałka c). Dodatkowo w podłożu rozpoznano wąskie i stosunkowo głębokie obniżenie powierzchni spągu czwartorzędowego, wypełnione miąższą serią osadów glacialnych ze zlodowaceń południowopolskich i zlodowacenia odry (fig. 28C) (Wasiluk, Rychel, 2021; Kucharska, Krawczyk, 2022). Uwzględniając młodsze

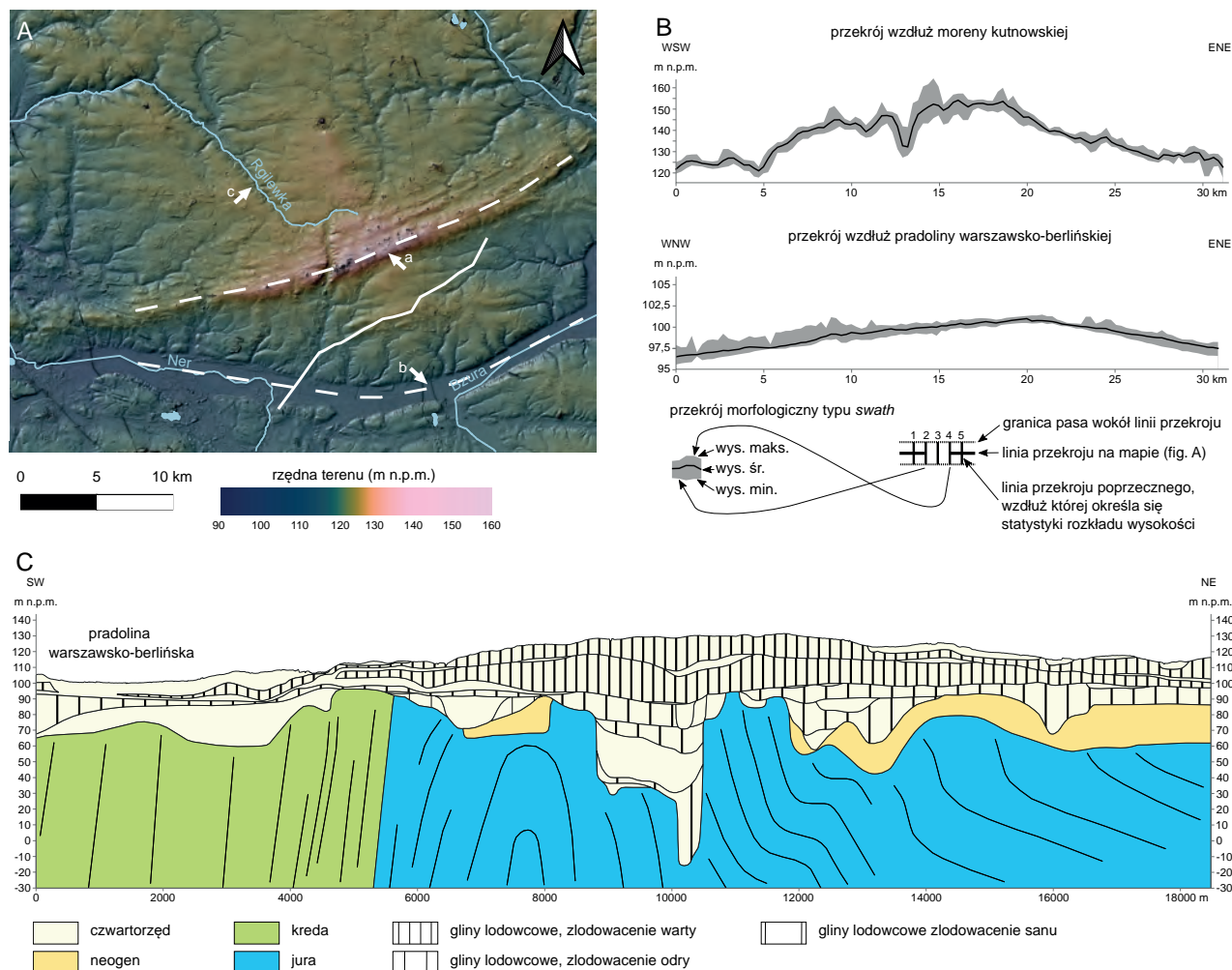


FIG. 28. Rzeźba terenu i wykształcenie osadów czwartorzędowych na tle tektoniki podłoża podkenozoicznego na obszarze wysadu solnego Kłodawy. A cieniowana mapa hipsometryczna na podstawie danych LiDAR z elementami hydrografii, objaśnienia strzałek w tekście, białe linie przerywane pokazują przebieg przekrojów morfologicznych przedstawionych na fig. B, biała ciągła linia wyznacza przebieg przekroju geologicznego pokazanego na fig. C; B przekroje morfologiczne typu swath (w pasie o szerokości 500 m), przebieg przekrojów zaznaczono białymi liniami przerywanymi na figurze A; C uproszczony przekrój geologiczny wg Kucharskiej, Krawczyka (2022), nieco zmienione; objaśnienia strzałek na figurach A i B w tekście

osady, sumaryczna miąższość czwartorzędu przekracza tutaj 160 m. Podobne, ale dużo głębsze obniżenie zostało rozpoznane w osi synkliny znajdującej się na SW względem antykliny kłodawsko-łęczycyckiej. Struktura ta stanowi przedłużenie rowu Krzepocina, w którym miąższość czwartorzędu wynosi 272,5 m (Baraniecka, 1975).

Wpływ struktur solnych na rozwój wyniesień w rzeźbie terenu został rozpoznany również w innych częściach Wielkopolski i Kujaw. Dotyczy to struktury Góry i Inowrocławia (Molewski, 2007), a także Wapnia i Damasławka (Bartkowski, 1965). Wał Wydartowski, ostaniec kolski czy garb Suchodębia to tylko niektóre formy rzeźby powiązane z aktywnością struktur solnych, tj. Mogilna, Ponętowa i Lubienia (Bartkowski, 1965; Stankowska, Stankowski, 1991; Roman, 2003).

8.7.2. Niecka szczecińska i blok Gorzowa

Andrzej Piotrowski

Rozpatrywany obszar obejmuje nieckę szczecińską, ograniczoną od północy pomorskim segmentem wału śródpolskiego oraz od południa blokiem Gorzowa (Wienholz, 1967; Jaskowiak-Schoeneichowa, 1979; Dadlez, 1980; Rühberg, 1997). W plejstocenie formy i osady pokrywy kenozoicznej były zaburzone przez pionowe i poziome naciski aktywnego, transgredującego lądolodu, przy znaczącym udziale ruchów glaciostatycznych o charakterze blokowym (Liszkowski, 1992, 1993). Występujące tutaj struktury solne podlegały remobilizacji na skutek kontrastu obciążeń w strefie brzeżnej lądolodu (Piotrowski, 1999). Wielokrotne pojawienie się lądolodów w plejstocenie przyspieszało migrację soli z niecek do antyklin bardziej intensywnie niż na przykład z powodu transgresji morskich w przeszłych epokach geologicznych. Jako przykład można podać strukturę solną Zielonczyną (1) (fig. 29).

Wpływ struktur podłoża podkenozoicznego na rzeźbę powierzchni terenu i wykształcenie strukturalne osadów czwartorzędowych obserwuje się w różnej skali przestrzennej w odniesieniu do regionalnych i lokalnych jednostek tektonicznych (fig. 29–31). Jednostce strukturalnej I rzędu – niecka szczecińska – odpowiada Nizina Szczecińska; natomiast blokowi Gorzowa odpowiadają wyniesione wysoczyzny lodowcowe. W przypadku jednostek tektonicznych II rzędu istotny

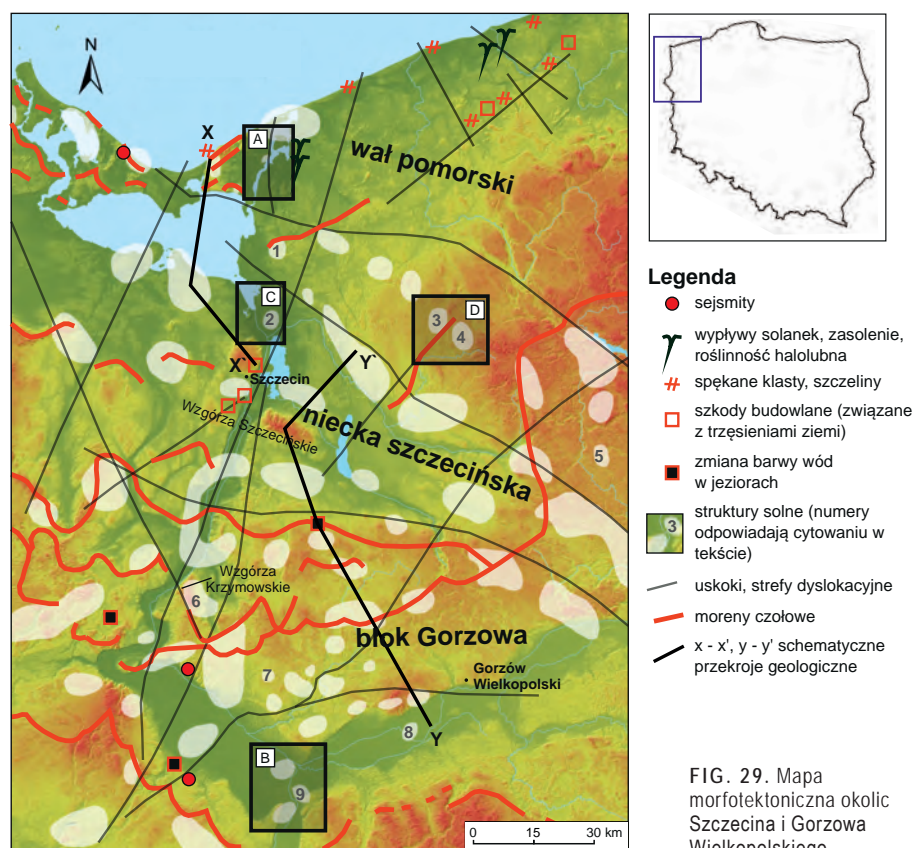


FIG. 29. Mapa morfotektoniczna okolic Szczecina i Gorzowa Wielkopolskiego

8

Rozwój tektoniczny
Polski pozakarpackiej
w kenozoiku

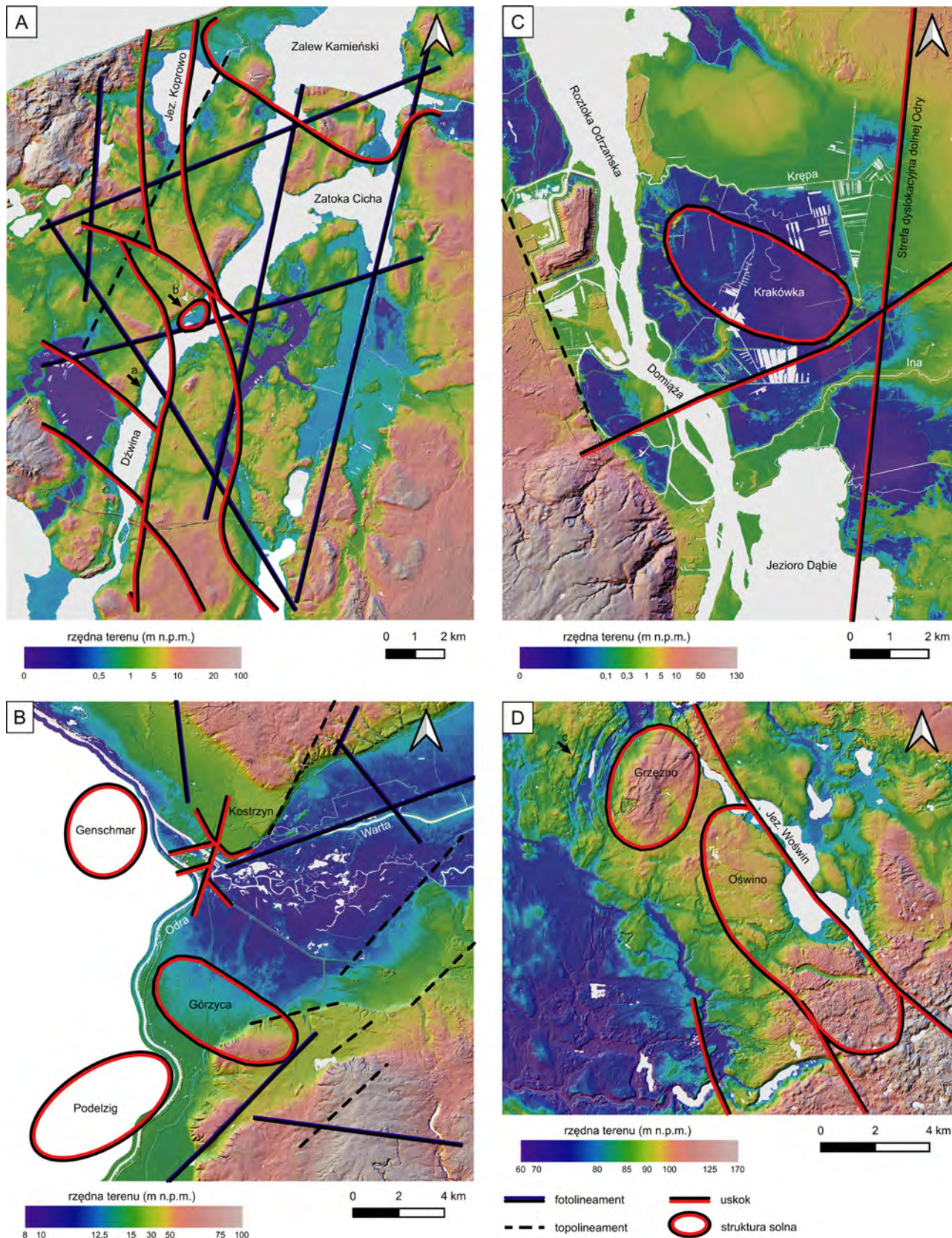


FIG. 30. Lokalne przykłady morfotektoniki. A topografia i hydrografia okolic Wolina; B układ koryt Odry i Warty oraz krawędzi wysoczyzn w okolicy Kostrzyna; C układ kopalnych koryt rzek względem antykliny Krakówka; D topografia i wody powierzchniowe a półprzebite słupy solne Grzeźna i Oświna. Fotolineamenty wg Doktora i in. (1990). Topolineamenty czytelne w obrazach rzeźby terenu na podstawie danych LiDAR, nawiązujące do przebiegu fotolineamentów. Objasnienia strzałek na figurach A i D w tekście

wpływ mają strefy dyslokacyjne ograniczające bloki podłoża podkenozoicznego. Do przebiegu tych stref nawiązują skłony powierzchni podczwartorzędowej, np. na granicy pomorskiego segmentu wału śródpolskiego z niecką szczecińską. W podobny sposób skorelowane są strefy zwiększonej miąższości osadów czwartorzędu nad strefą dyslokacyjną Rostok–Gramzow–Pyrzyce–Krzyż. Warto też wspomnieć o obniżeniu doliny dolnej Odry, którego topografia wpływała na przebieg kilku zlodowaceń (Piotrowski, 1999; Kurzawa, 1999, 2004). W wielu miejscach zauważa się mniej lub bardziej zgodny przebieg moren czołowych względem jednostek III-go rzędu, tj. struktur solnych. Wody powierzchniowe, a także związane z nimi obniżenia dolinne i paleokoryta, wykazują zgodność z ukierunkowaniem uskocków i lineamentów (fig. 29, 30A–C). Podobną zgodność obserwuje się w topografii okolic Wolina. Na uwagę zasługuje wyraźne ukierunkowanie rynny

subglacialnej Dziwny (fig. 30A – strzałka a) i ozu wolińskiego, co można wiązać z aktywnością strefy dyslokacyjnej Kamienia Pomorskiego. Ruchy pionowe były przyczyną spłycenia południowego i środkowego odcinka rynny subglacialnej Dziwny. W przypadku struktury solnej Jarzębowa jej mobilizacja miała wpływ na przebieg zachodniego brzegu tej rynny (fig. 30A – strzałka b). Spiętrzenia glacytektoniczne w obrębie wzgórz morenowych fazy wolińskiej podścielone są antyklinami ze strukturami solnymi w jądrze. Z kolei południowy skraj wyspy Wolin przebiega zgodnie z uskokiem Stralsund–Swinoujście–Drawsko. Wyniesiony strop mezozoiku (jury) do rzędnej 5,0 m n.p.m. w SW narożu wyspy kontrastuje ze stropem kredy na rzędnej 70,0–160,0 m p.p.m. w podłożu Zalewu Szczecińskiego. Rozpoznane struktury solne, niekiedy z ropą i gazem, w okolicy Zielina (7), Krzymowa (6), Dominikowa (5) (fig. 29), Górzycy (9) (fig. 29, 30B) i Jenina (8) (fig.

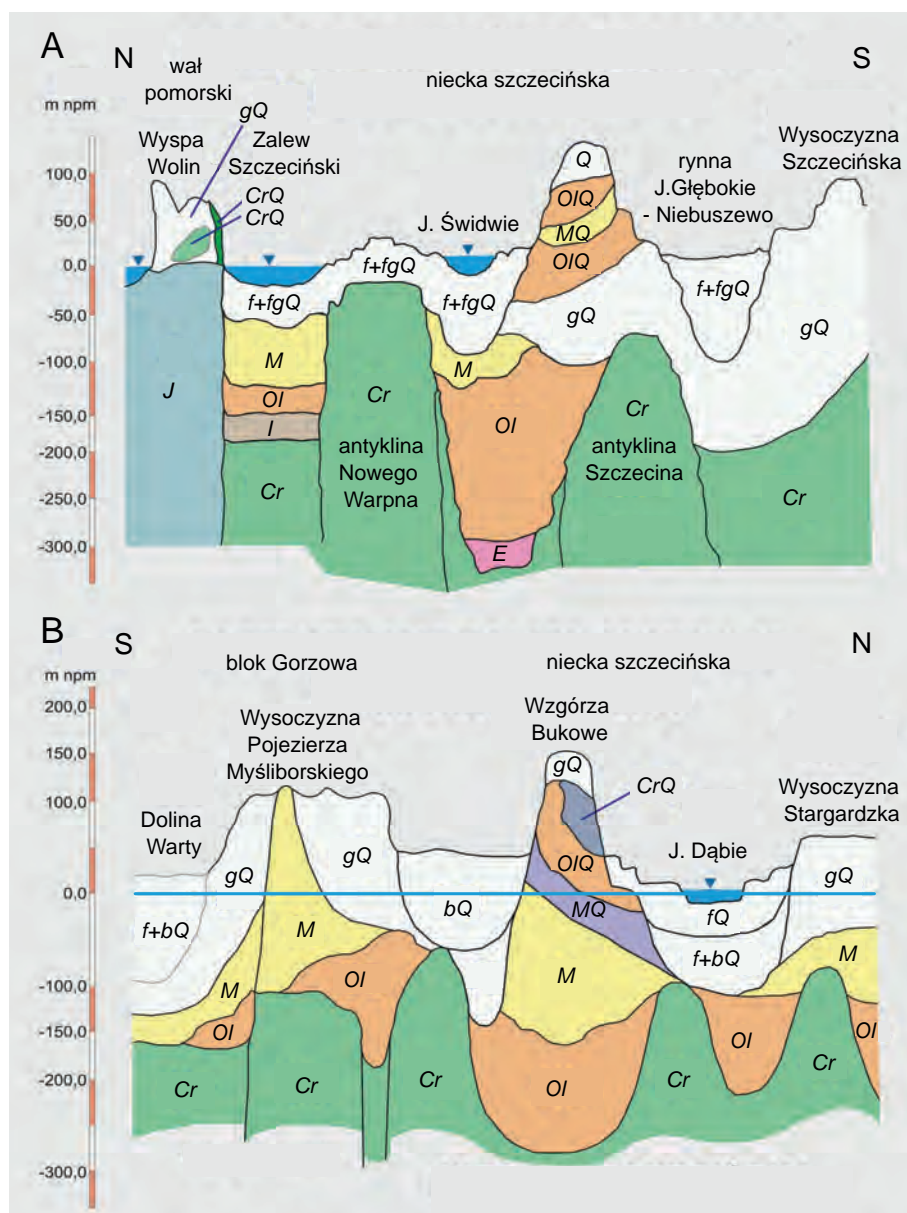


FIG. 31. Schematyczne przekroje geologiczne (lokalizacja na fig. 29). A przekrój wzdłuż linii X-X' Międzyzdroje–Szczecin; B przekrój wzdłuż linii Y'-Y Gorzów–Goleniów. Objasnienia skrótów odnośnie do wieku i genety dominujących osadów czwartorzędowych: Q – czwartorzęd; f+b – rzeczne i zastoiskowe; f – rzeczne; f+fg – rzeczne i wodnolodowcowe; g – głównie lodowcowe. Skróty użyte dla osadów starszych od czwartorzęd: M – piaski jeziorne z węglem brunatnym miocenu; OL – ilowce morskie eocenu; E – ily morskie eocenu; Cr – wapień i margle kredowe J – piaskowce i ilowce jury; CrQ – porwaki osadów kredowych w obrębie osadów czwartorzędowych; OIQ – porwaki osadów oligocenu w obrębie osadów czwartorzędowych; MQ – porwaki osadów kredowych w obrębie osadów czwartorzędowych. Oznaczenia dla stref dyslokacyjnych: s.d. P-K – Pyrzyce–Krzyż; s.d. św.-Dr – Świnoujście–Drawsko

29), Grzęzna (3) i Oświna (4) (fig. 29, 30D) oraz Krakówka (2) (fig. 29, 30C), zaznaczają się w rzeźbie terenu w postaci lokalnych łagodnych wyniesień na powierzchni wysoczyzny morenowej, sandru lub tarasów rzecznych. Na uwagę zasługuje układ półkolistych w planie i koncentrycznych wydłużonych obniżeń w rzeźbie terenu, zlokalizowanych na przedłużeniu struktury solnej Oświna w kierunku NW (Piotrowski i in., 2024; fig. 30D – strzałka c). Niewykluczone, że formy te, ze względu na geometrię, jak i związek z tektoniką podłoża, powstały na skutek horizontalnej naskórkowej ekstensji (Hardt i in., 2021; Szuman-Kalita i in., 2024). Dodatkowo struktury solne wpływają na gęstość i układ sieci rzecznej. Antykliny w okolicy Szczecina były miejscem zakorzenienia struktur glaciektonicznych Wzgórz Szczecińskich i Wzgórz Krzymowskich (fig. 29). Ciekawym przykładem oddziaływania struktur solnych na rzeźbę terenu jest słup solny Zielonczyn (1). Przebija on młodsze osady węglanowe mezozoiku; tym samym istniały tutaj warunki dla lokalnego przepływu ciepła geotermalnego do podstawy łądolu w jego strefie marginalnej. Na skutek zwiększonego tutaj topnienia lodu lodowcowego doszło do rozwoju przetajny lodowej, a następnie formy kemowej (Piotrowski, 2007a; fig. 29). Warto zaznaczyć, że jest to pojedyncza forma występująca w obrębie rozległej równiny sandrowej.

Analizując generalny układ ciągów czołowomorenowych subfaz stadia pomorskiego zlodowacenia wiśły, można wskazać na ich przestrzenny związek z przebiegiem stref antyklinalnych podłoża podkenozoicznego (Piotrowski, 1991, 2007a; fig. 29). Podobne relacje przestrzenne były opisywane z sąsiedniej Meklenburgii (Reicherter i in., 2005; Sirocko i in., 2008). Obecność łądolu była niewątpliwie zależna od warunków klimatycznych, jednak geometryczny zarys jego krawędzi oraz kształt powierzchni spągowej były silnie uwarunkowane morfologią i strukturą podłoża (fig. 29). Warto odnotować, że wpływ struktur podłoża podkenozoicznego na procesy erozji i akumulacji miał miejsce nie tylko podczas glacjałów i interglacjałów, ale zachodził również w czasach historycznych i występuje współcześnie. Odnotowywane historyczne trzęsienia ziemi miały skutki w postaci spękanych klastów, sejsmitów, spękań

gruntu, katastrof budowlanych czy też zmiany barw wód w jeziorach (fig. 29; Piotrowski, 2007b; Tokarski i in., 2017). Dodatkowo należy wspomnieć o przejawach występowania radonu i zasoleń w osadach, a także o występowaniu roślinności halolubnej, wypływach solanek oraz o zróżnicowanym lokalnie strumieniu ciepłym Ziemi (Dowgiałto, 1965; Schiewe i in., 2017; fig. 29). Ważną rolę w ocenie najmłodszej aktywności tektonicznej podłoża podkenozoicznego miała analiza pionowych ruchów skorupy ziemskiej na podstawie starych map topograficznych (Schoeneich, 1962; Piotrowski, 2007a), niwelacji precyzyjnej oraz zobrazowań radarowych SAR (Cacoń i in., 2017). Wszystko to wskazuje na bezpośredni lub pośredni związek ze strukturami podłoża. Współcześnie zachodzące powiązania procesów morfologicznych z podłożem nazwać można „żywą morfotektoniką” – ang. *living morphotectonics* (Piotrowski, 2007a).

8.7.3. Przykłady z Warmii, Mazur i Suwalszczyzny

Leszek Marks

W podziale neotektoniczno-strukturalnym północno-wschodnia Polska odpowiada w większości obszarowi syneklizy bałtycko-białoruskiej, która podlegała subsydencji od początku oligocenu, a miejscami także późniejszemu wynoszeniu (Karabanov, Schwab, 1997). Czwartorzędowe ruchy tektoniczne w północno-wschodniej Polsce są zasadniczo przedłużeniem epejrogeny alpejskiej, zaznaczonej kierunkami tektonicznymi NW–SE i NE–SW (Ber, 2000). Były to ruchy długotrwałe, związane z budową geologiczną i planem tektonicznym prekambryjskiego fundamentu krystalicznego, które spowodowały uformowanie głównych elementów powierzchni podłoża czwartorzędowego (por. fig. 32). Wpływ ruchów tektonicznych na ukształtowanie powierzchni tego terenu zaznaczył się często w taki sposób, że wyniosłości i obniżenia tektoniczne odpowiadają obszarom odpowiednio największych wyniesień i obniżeń neotektonicznych (Gudelis, 1960,

1981; Rühle, 1967, 1973; Ber, 1974, 1989; Kociszewska-Musiał, 1978; Kubicki, Ryka, 1982; Marks, 1988). Może to świadczyć, że w czwartorzędzie aktywizowały się, a nawet powstawały strefy rozłamów i nieciągłości tektonicznych, prawdopodobnie częściowo wywołanych przez powtarzające się epizody glaciostazji.

Na obszarze północno-wschodniej Polski reaktywacji istniejących uskoków i ewentualnemu tworzeniu nowych w czwartorzędzie sprzyjały transgresje i regresje lądolodów plejstocenyckich, inicjujące ruchy glaciostazyczne o zmiennym tempie i kierunku, zależnie od rozłożenia mas lodowych. Plan strukturalny podłoża osadów czwartorzędowych, w tym położenie dyslokacji nieciągłych, mógł wpływać w interglacjalach na usytuowanie dolin rzecznych (por. fig. 33), a w czasie zlodowaceń – na zasięg lądolodu (Halicki, Olczak, 1953) oraz powstawanie spękań w lądolodzie; a więc mógł determinować położenie rynien subglacjalnych, ozów i form szczelinowych (Ber, 2009). W rekonstruowaniu przebiegu powstawania takich form należy jednak uwzględnić dynamicznie zmieniającą się paleogeografię w czasie zlodowacenia, spowodowaną przez migrujące na przedpolu lądolodu wybrzuszenie glaciostazyczne.

Niektóre przejawy reaktywacji starszych uskoków w czwartorzędzie mogą być odzwierciedlone w rzeźbie powierzchni terenu północno-wschodniej Polski (fig. 34), co w analizie zdjęć satelitarnych stanowi uzasadnienie dla wyznaczania fotolineamentów (Kubicki, Ryka, 1982; Bażyński i in., 1984; Doktor i in., 1990; Graniczny, 1998).

Wykorzystanie badań geofizycznych umożliwiło znaczne wzbogacenie modelu budowy geologicznej opartej na interpretacji profili wierceń i dostarczyło istotnych informacji o dyslokacjach nieciągłych, w tym także będących efektem ruchów tektonicznych w czwartorzędzie północno-wschodniej Polski (Morawski, 2009a). Uskoki w głębszym podłożu zwykle podlegały odnowieniu w wyniku glaciostazji w czasie transgresji lądolodu skandynawskiego i sprzyjały powstawaniu deformacji glacitektonicznych. W rejonie Biskupca na Warmii glaciostazja w strefie interlobalnej lądolodu w czasie zlodowacenia wisły spowodowała występowanie na przemian bloków ruchów obniżających i wypiętrzających, które objęły całą sekwencję osadów kenozoicznych, na co wskazuje duże zagęszczenie uskoków (fig. 35). Glaciostazja miała prawdopodobnie również wpływ na powstanie uskoków, sięgających również głębiej, aż do podłoża krystalicznego (Morawski, 2009a).

Interpretacja dyslokacji nieciągłych i deformacji glacitektonicznych na podstawie badań sejsmicznych umożliwiła przedstawienie podstawowych elementów modelu budowy geologicznej północno-wschodniej Polski. W niektórych przypadkach koincydencja obu typów tych struktur zdaje się wskazywać, że występowanie uskoków w podłożu może inicjować powstawanie łusek glacitektonicznych (fig. 32, 36). Nie wyklucza to jednak również odwrotnej zależności, czyli powstawania uskoków w podłożu wskutek odkłu-

wania pakietów osadów w czasie deformacji glacitektonicznych (fig. 37).

Amplituda podnoszenia tektonicznego w czwartorzędzie w północno-wschodniej Polsce jest szacowana na 50–150 m (Rühle, 1973), osiąga jednak mniejszą wartość w najbardziej północnej części tego regionu, który lokalnie mógł nawet podlegać subsydenacji wynoszącej do 50 m (Zuchiewicz i in., 2007). Ruchy tektoniczne i powstawanie uskoków w czwartorzędzie nie zachodziły jednostajnie w północno-wschodniej Polsce (Mojski, 1991), natomiast ich intensywność zwiększała się w czasie rozwoju i zaniku lądolodów plejstocenyckich (Kociszewska-Musiał, 1978; Ostaficzuk, 1981). Obecnie obszar ten ma podlegać obniżaniu w tempie 1–3 mm rocznie (Zuchiewicz i in., 2007).

8.7.4. Wyżyna Lubelska i Roztocze

Teresa Brzezińska-Wójcik

Wyżyna Lubelska i Roztocze należą do różnych części dużych jednostek strukturalnych podłoża, warunkujących ich rzeźbę, często związaną z tektoniką. Od niej zależały niekiedy miąższość osadów i procesy zachodzące w czwartorzędzie.

Głównymi elementami rzeźby przedczwartorzędowej regionów, uwarunkowanymi litologiczno-strukturalnymi cechami podłoża geologicznego, są wzniesienia o genezie zrębowej, np. Wzniesienie Giełczewska i Równina Bełżycka na Wyżynie Lubelskiej oraz zrąb Huty Różanieckiej na Roztoczu. Na wyżynie są one rozdzielone wąskimi i głębokimi rynnami/dolinami, nawiązującymi do uskoków mezo-kenozoicznych, i kotlinami o cechach polji krasowych, np. kotlina Pawłowa. Podobnie na Roztoczu wzniesienia oddzielone są liniowymi paleodepresjami o cechach rowów/półrowów tektonicznych, np. Tanwi – między Narolem i Rebizantami, Wieprza – między Zwierzyniecem i Krasnobrodem, lub struktur typu *pull-apart*, np. kotlina Podlesia (fig. 38). Nie można wykluczyć, że omawiane formy rzeźby przedczwartorzędowej zostały przekształcone na skutek erozji glacialnej.

Deniwelacje powierzchni podczwartorzędowej na wyżynie zmieniają się od 35 m (w dolinie Wolicy) do 75–100 m (odpowiednio, w dolinach Wieprza i Giełczwi). Na Roztoczu oscylują one od 50 m (w dolinie Sołokiji) do 80–100 m (odpowiednio, w południkowych paleodolinach Wieprza i Gorajca). Powierzchnia podczwartorzędowa wyżyny jest pochylona w dwóch kierunkach w odniesieniu do paleodoliny Bystrzycy – ku zachodowi (na zachód od paleodoliny) oraz ku wschodowi (na wschód od paleodoliny). Z kolei na Roztoczu powierzchnia podczwartorzędowa jest pochylona ku SW w zachodniej i środkowej jego części oraz ku wschodowi – w części wschodniej (Dobrowolski, 1998; Maruszczak, 2001; Brzezińska-Wójcik, 2013).

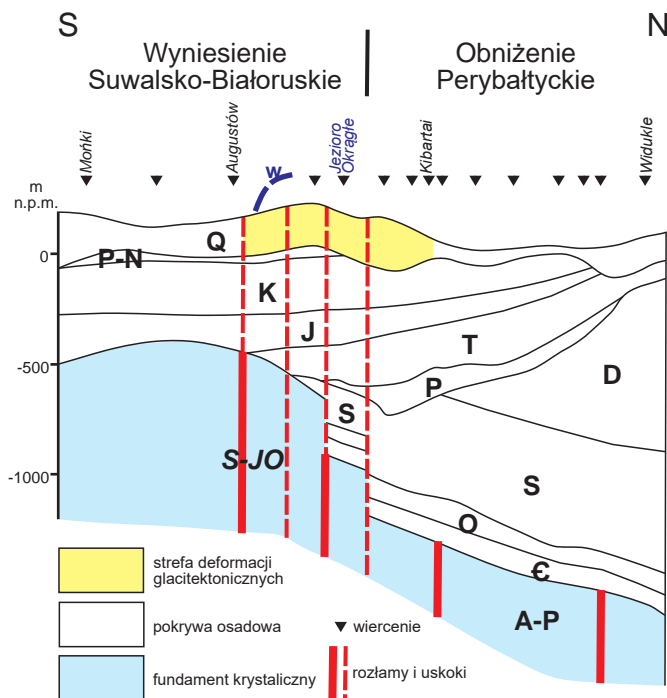


FIG. 32. Schematyczny przekrój geologiczny przez północno-wschodnią część Polski i zachodnią Litwę wg Bera (2000), zmodyfikowano. A-P – archaik i proterozoik; Ć – kambry; O – ordowik; S – sylur; D – dewon; P – perm; T – trias; J – jura; K – kreda; P-N – paleogen i neogen; Q – czwartorzęd; S-JO – nieciągłość tektoniczna Szczytno-Jezioro Okrągłe; w – zasięg maksymalny lądolodu zlodowacenia wisły

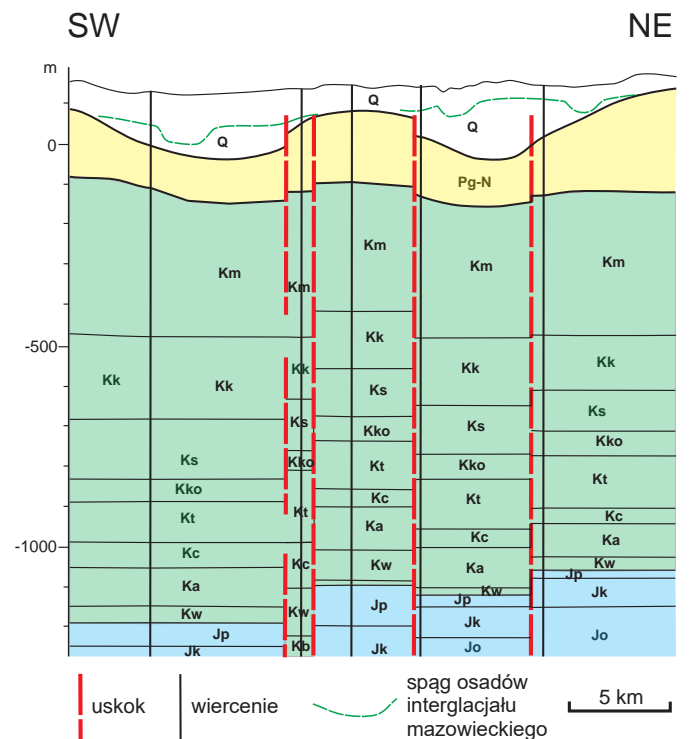


FIG. 33. Przekrój geologiczny w rejonie Żuromina na północnym Mazowszu wg Marks (1988), zmodyfikowano. Stratygrafia: Q – czwartorzęd; Pg-N – paleogen-neogen; kreda: Km – mastrycht, Kk – kimeryd, Ks – santon, Kko – koniak, Kt – turon, Kc – cenoman, Ka – alb, Kw – walażyn-hoteryw, Kb – berias; jura: Jp – portland, Jk – kimeryd, Jo – oksford

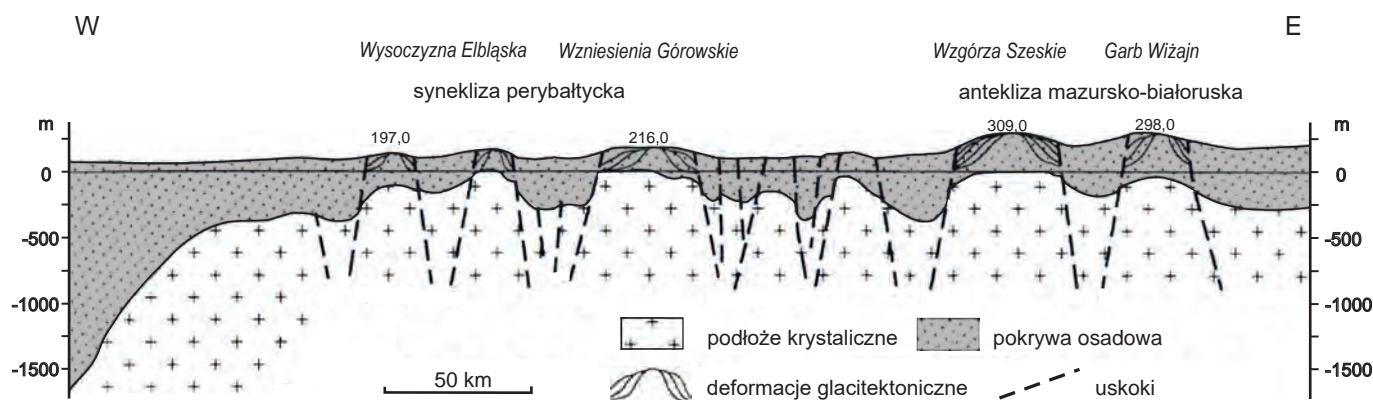


FIG. 34. Schematyczny przekrój geologiczny pomiędzy doliną dolnej Wisły a Pojezierzem Suwalskim wg Bera (2009), zmodyfikowano

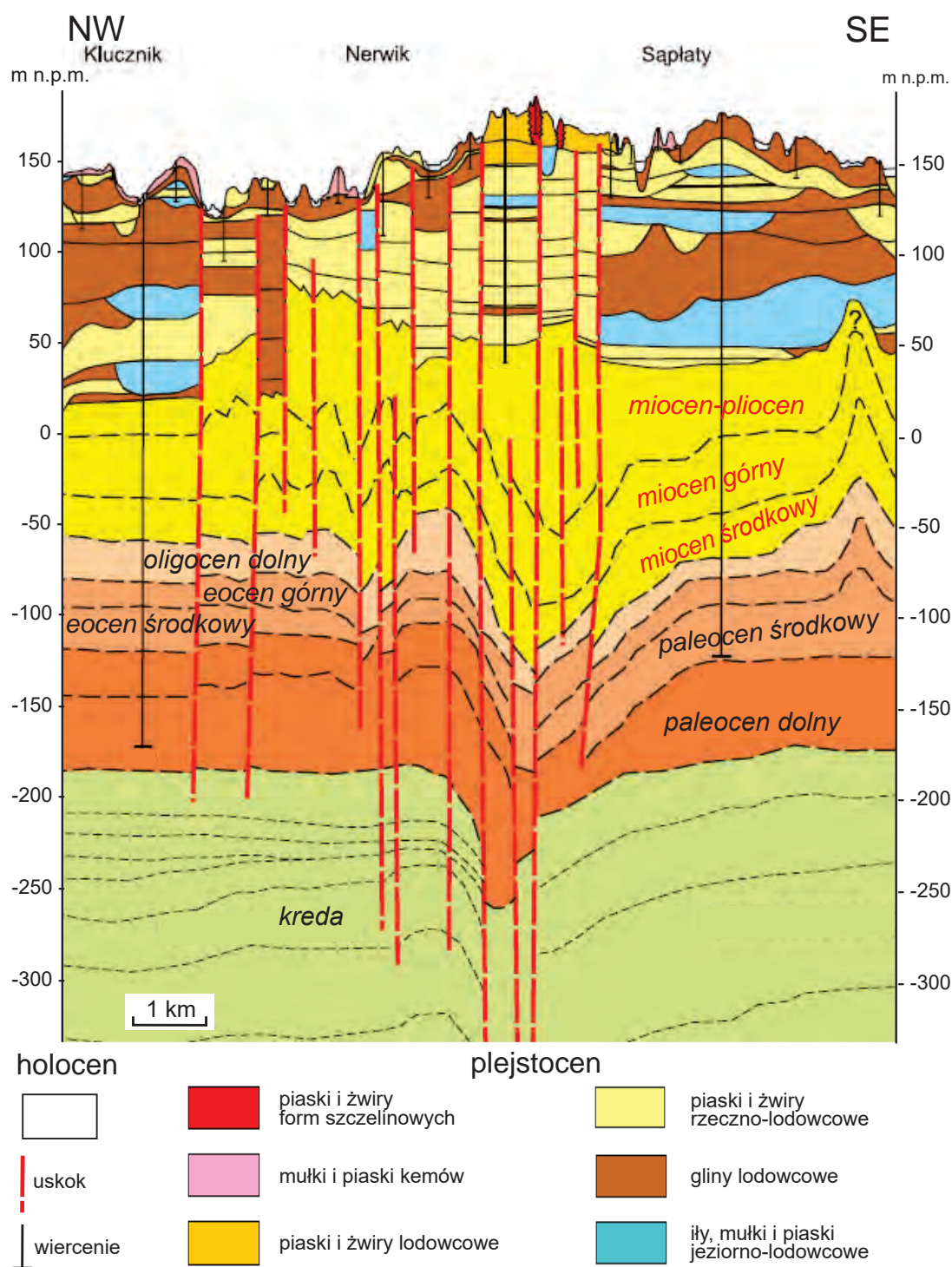


FIG. 35. Przekrój geologiczny strefy interlobalnej lądolodu zlodowacenia wisły na Warmii w rejonie Biskupca, zinterpretowany przez Morawskiego (2009a) na podstawie badań geologicznych i geofizycznych (głównie profilowania geoelektrycznego), nieco zmodyfikowane

8

Rozwój tektoniczny
Polski pozakarpackiej
w kenozoiku

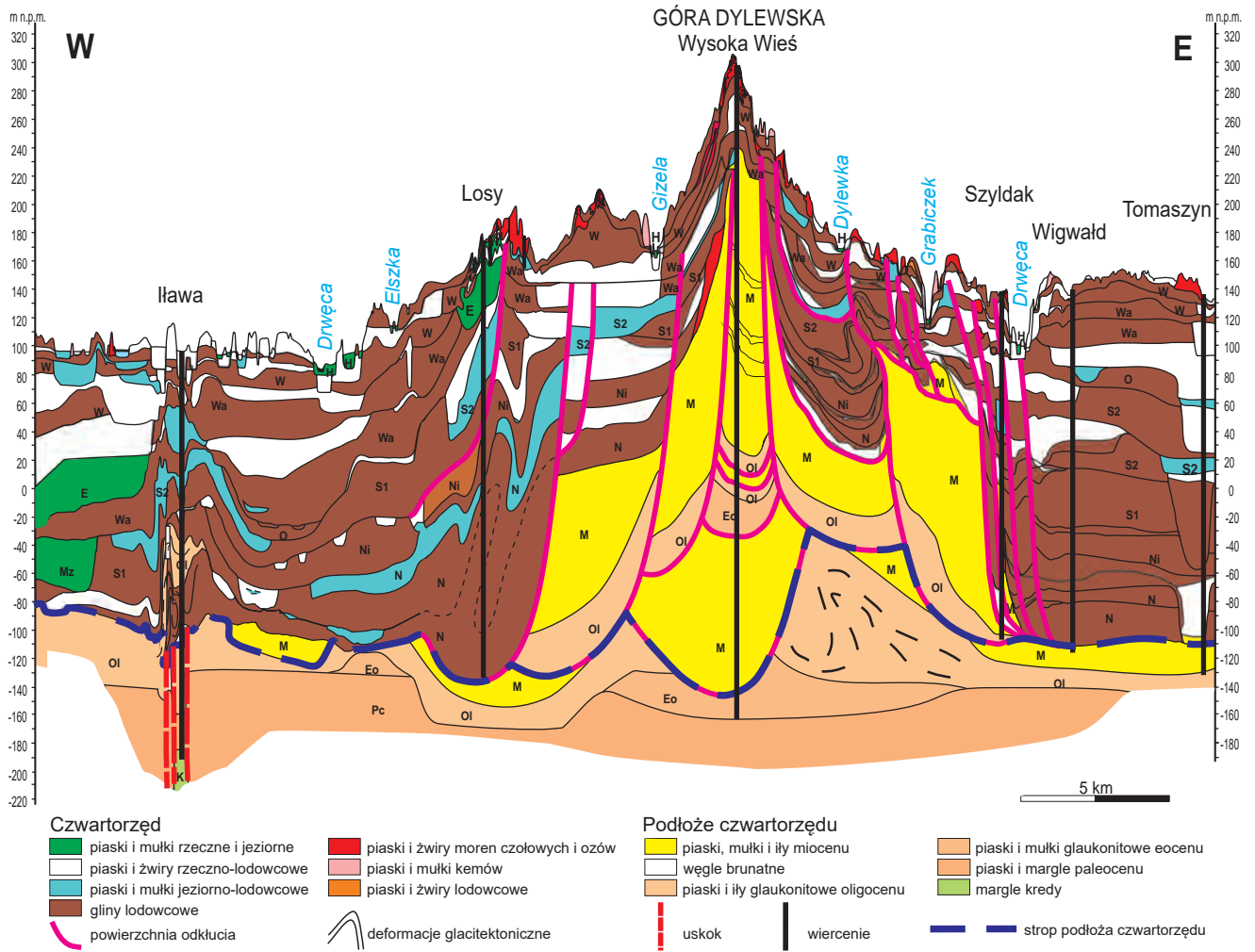


FIG. 36. Uproszczony przekrój geologiczny przez centralną część Garbu Lubawskiego Góra Dylewska, wg Słodkowskiej, Gałązki (2015) i Marksa (2018), zmodyfikowane. Stratygrafia: H – holocen; zlodowacenia: W – wisły, O – odry (Wa – stadiał warty), S2 – sanu 2, S1 – sanu 1, Ni – nidy, N – narwi; interglacjalny: E – eemski, Mz – mazowiecki; M – miocen; OI – oligocen; Eo – eocen; Pc – paleocen; K – kreda

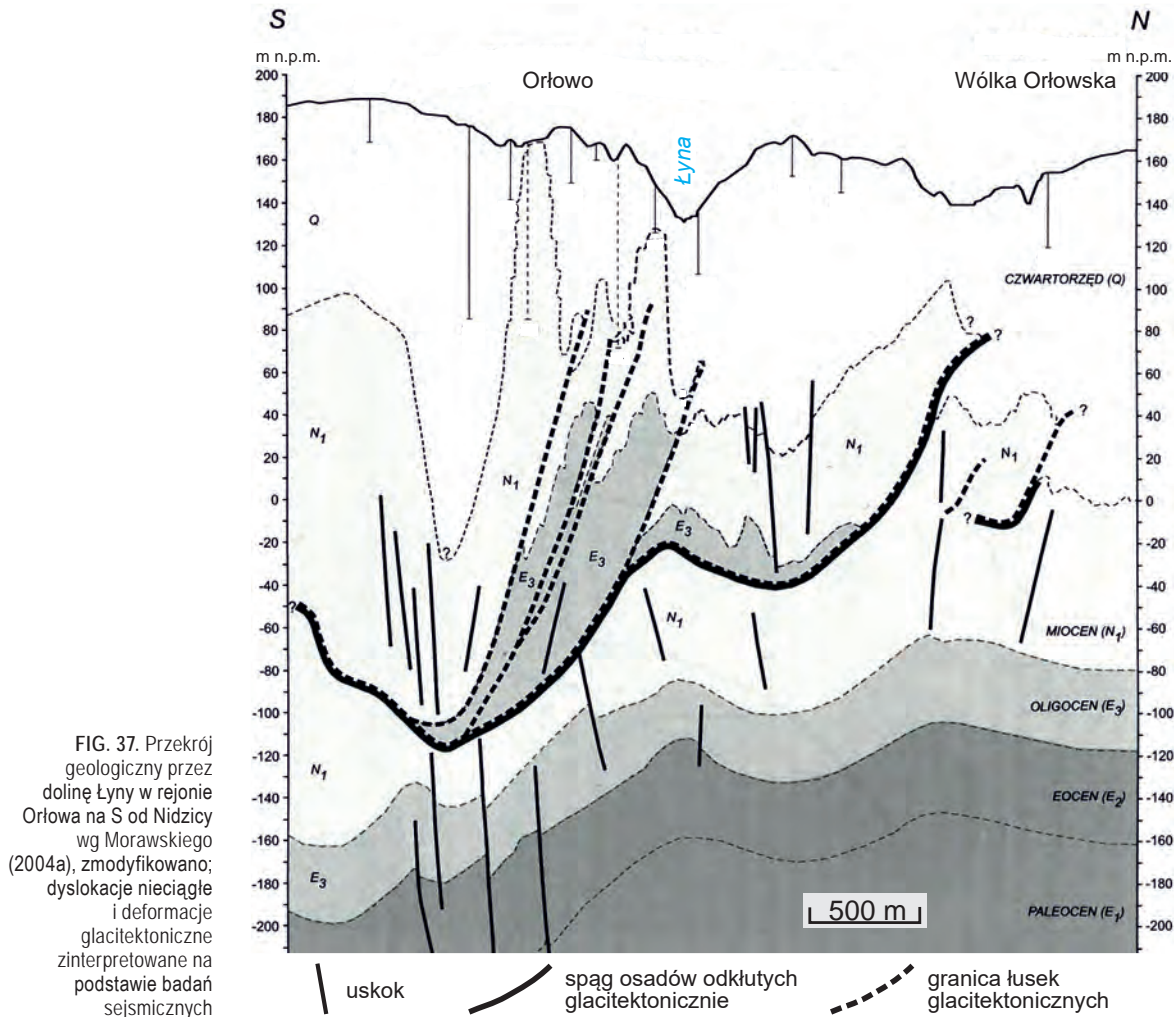


FIG. 37. Przekrój geologiczny przez dolinę Łyny w rejonie Orłowa na S od Nidzicy wg Morawskiego (2004a), zmodyfikowano; dyslokacje nieciągłe i deformacje glacitektoniczne zinterpretowane na podstawie badań sejsmicznych

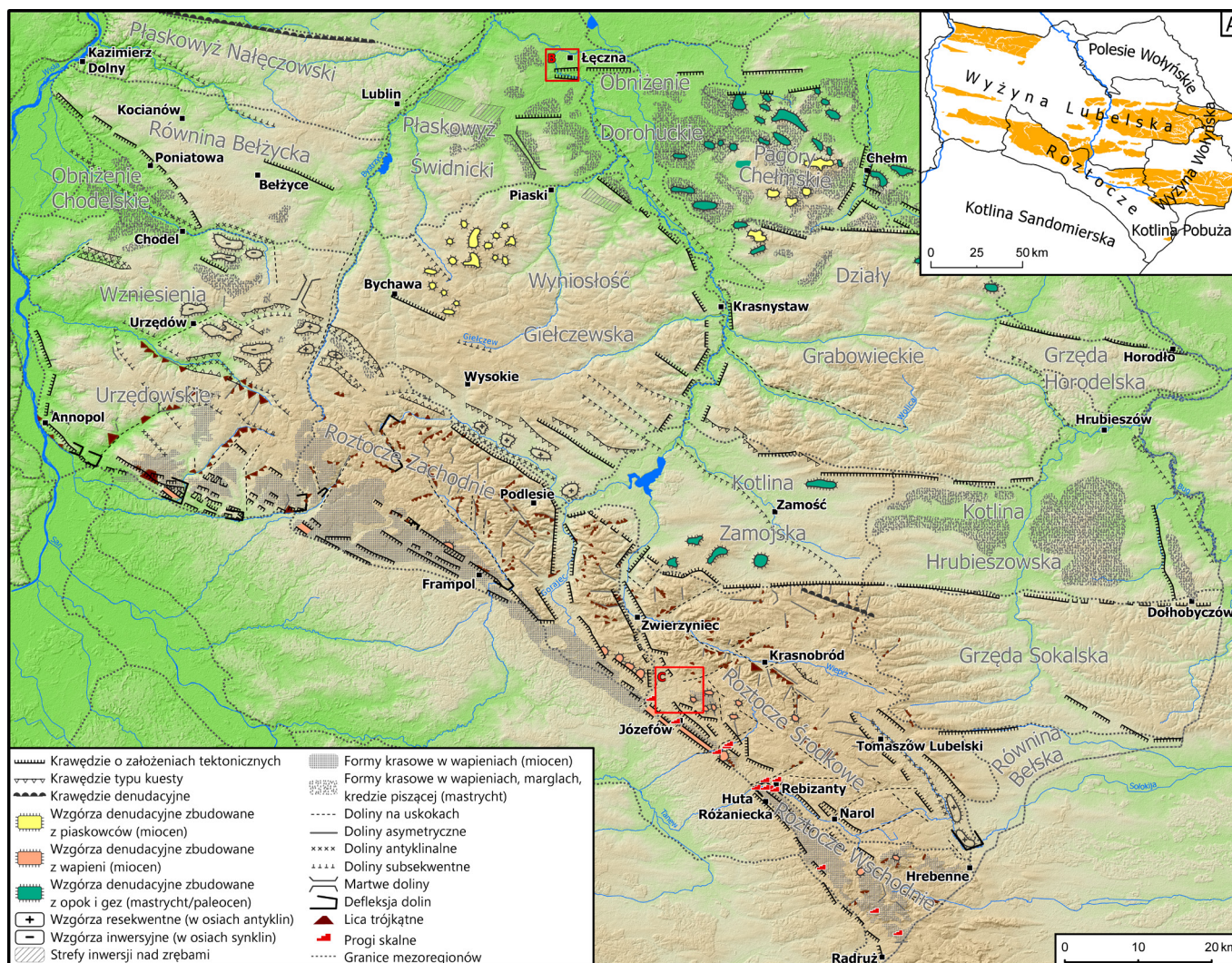


FIG. 38. Główne elementy rzeźby nawiązujące do cech tektoniki Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Opracowano na podstawie Maruszczaka (1972), Harasimiuka (1980), Brzezińskiej-Wójcik (2013), Dobrowolskiego i in. (2014), zmodyfikowano. A makroregiony wg Solona i in. (2018), zasięg lessu wg Gawrysiaka, Kociuba (2023); B, C lokalizacja przekrojów zaprezentowanych na figurze 39. Opracowanie graficzne Ł. Chabudziński

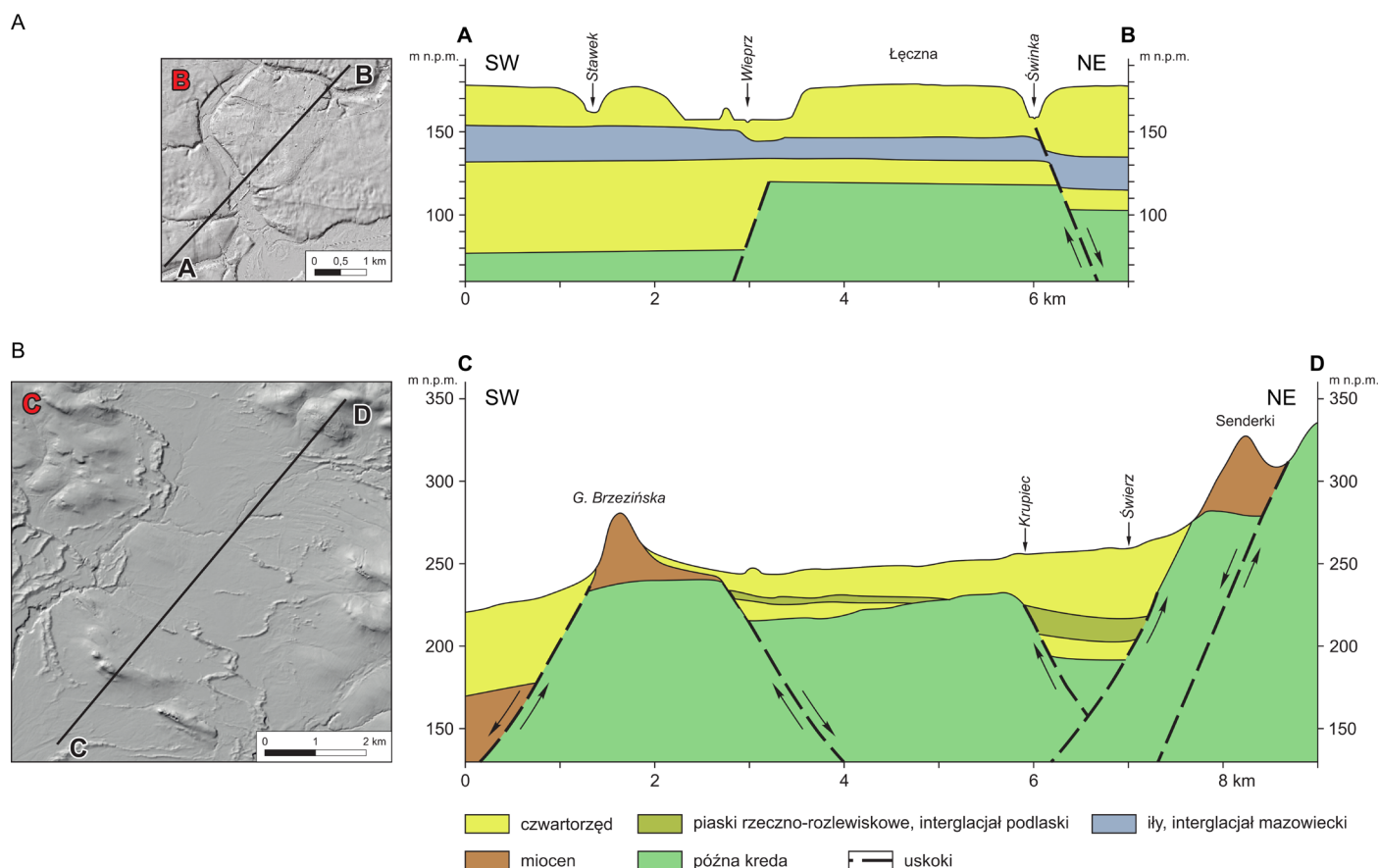


FIG. 39. Przekroje geologiczne dokumentujące zależność miąższości i pozycji osadów czwartorzędowych od cech tektoniki podłoża. A przekrój podłużny przez kopalną dolinę rzeki Stawek. Opracowano na podstawie Harasimiuka, Henkla (1981) zmodyfikowano. B przekrój poprzeczny przez południową część zapadliska Zwierzynia. Opracowano na podstawie Kurkowskiego (1993) zmodyfikowano. Lokalizacje przekrojów geologicznych są przedstawione na modelach DEM o rozdzielczości pięciu metrów, pozyskanych z publicznie dostępnych zasobów Głównego Urzędu Geodezji i Kartografii. Opracowanie graficzne K. Łoboda

Cechy pokrywy czwartorzędowej na Wyżynie Lubelskiej i Rostoczu

Miąszość utworów czwartorzędowych na Wyżynie Lubelskiej jest zróżnicowana i w znacznym stopniu uwarunkowana tektoniką. Maksymalną (115 m) na wyżynie miąszość czwartorzędową i najniższe położenie powierzchni podczwartorzędowej (65 m n.p.m.) notuje się na Płaskowyżu Świdnickim w paleodolinie Stawka (fig. 38B, 39A). W jej poszczególnych odcinkach różne jest położenie tej paleopowierzchni uwarunkowane tektoniką, którą dokumentuje też zróżnicowana miąszość niektórych serii osadów czwartorzędowych. Skutki wielokrotnego glacialnego obciążania i odciążania (glaciiostazja), oprócz procesów erozyjno-akumulacyjnych, widoczne są także w paleodolinie Wisły. W wielu zapadliskach tektonicznych na różnych poziomach zachowały się osady preglacialne, np. w paleodolinie Wieprza koło Krasnegostawu w północnej części Działów Grabowieckich. Podobnie jest w innych paleoformach uwarunkowanych tektoniką, np. w paleodolinie Plizina zachowały się gliny zwałowe zlodowacenia nidy na Płaskowyżu Nałęczowskim, a w paleoceńskim rowie Kocianowa – gliny zwałowe zlodowacenia odry na Równinie Bełżyckiej. Niezależnie od tektoniki są rozległe pokrywy akumulacyjne lessu (fig. 38A), czasem o miąszości do 30 m. Ze zlodowacenia wisły związane są lessy na Działach Grabowieckich i Grzędzie Sokalskiej, zaś z warunkami periglacialnymi zlodowacenia warty – te na Płaskowyżu Nałęczowskim (Maruszczak, 1972, 2001; Harasimiuk, 1975; Harasimiuk, Henkiel, 1976; Reder, 2004; Harasimiuk i in., 2007).

Na Rostoczu utwory czwartorzędowe są mniej zróżnicowane litologicznie niż na Wyżynie Lubelskiej, mają też mniej zróżnicowaną miąszość uwarunkowaną tektoniką podłoża. Przykładami są paleodoliny Tanwi, Wieprza (po 50 m) i Gorajca (70 m), nawiązujące do rowów tektonicznych. W najniżej położonych ich częściach (zapadliska Narola, Zwierzyńca) zachowały się najstarsze osady – preglacialne. W dolinach tych, na różnych poziomach hipsometrycznych, uwarunkowanych tektoniką, zachowały się wodnolodowcowe utwory sanu, odry, warty, a także rzeczne i jeziorne interglacialne podlaskiego, mazowieckiego, ferdynandowskiego, lubelskiego, eemskiego. Przykładem różnej miąszości osadów, uwarunkowanej antytetycznym dźwiganie/obniżaniem podłoża, jest południowa część zapadliska Zwierzyńca (fig. 38C, 39B). Niezależnie od tektoniki są rozległe pokrywy akumulacyjne lessu (fig. 38A) ze zlodowaceń odry, warty i wisły – typowe w zachodniej i wschodniej części Rostocza (fig. 38A) oraz piaski eoliczne (pokrywowe i w wydmach) w dnach dolin i na zboczach w środkowej jego części (Buraczyński, 1993, 1997; Superson, 1996).

Formy rzeźby terenu uwarunkowane tektoniką na Wyżynie Lubelskiej i Rostoczu

Morfogeneza współczesnych form rzeźby terenu na Wyżynie Lubelskiej i Rostoczu w sposób czytelny nawiązuje do tektoniki i litologii kompleksu późnokredowo-neogeńskiego (Maruszczak, 1972; Harasimiuk, 1980; Buraczyński, 1997; Dobrowolski, 1998; Brzezińska-Wójcik, 2013).

Odzwierciedleniem nierównomiernych ruchów pionowych skorupy ziemskiej jest południowo-zachodnia strefa krawędziowa Wyżyny Lubelskiej oraz niektóre krawędzie, wyznaczające granice subregionów. Ze strefami tektoniki nieciągłej związane są główne doliny (m.in. Wisły, Wieprza) oraz niektóre doliny asymetryczne (np. dolnej Bystrzycy). Ponadto typowe są inwersyjne formy rzeźby terenu – zwłaszcza w pasie od wschodniej części Obniżenia Chodelskiego na zachodzie, przez Wyniosłość Giełczewską i północno-wschodnią część Wzniesień Urzędowskich oraz dolinę Poru, po Kotlinę Zamojską na wschodzie. Pojedyncze wzgórza zachowały

się w osiach synklin mezozoicznych we wschodniej części Obniżenia Chodelskiego oraz północno-wschodniej części Wzniesień Urzędowskich, zaś grzbiety antyklinalne lub półzrębowe (resekwentne wzgórza) – na wyseparowanych twardszych odmianach opok późnej kredy w jądrze antykliny – w północno-wschodniej części Wzniesień Urzędowskich oraz w dolinie Poru (fig. 38). Nawiązują one do struktur antyklinalnych późnej kredy, utworzonych jako naduskokowe w odniesieniu do podłoża paleozoicznego. Cechy wzgórz uwarunkowane są także zróżnicowanym tempem denudacji: odpowiednio bardzo słabo zdiagnozowanej kredy piszącej, miękkich margli i odpornych opok późnej kredy. Inwersyjne wzgórza z opok późnej kredy, nadbudowanych cienkim kompleksem skał miocenu, wyróżniają Wyniosłość Giełczewską. Ich geneza jest związana z tektoniką nieciągłą i podnoszeniem osiowej synklinorium lubelskiego, a także tempem denudacji opok i margli późnej kredy oraz piaskowców i wapieni miocenu. Inne elementy (strefy inwersji nad zrębami), związane z tektoniką nieciągłą, typowe są na Płaskowyżu Świdnickim. Założenia tektoniczne mają również młode, średnio- i małoskalowe doliny lub ich fragmenty oraz linijne depresje krasowe. Formy krasowe, rozwinięte w marglach i kredzie piszącej, występują na Pagórach Chełmskich oraz w Obniżeniu Chodelskim, zaś w wapieniach miocenu – wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi Wyżyny Lubelskiej. Neotektonicznie uwarunkowane są wielkoskalowe elementy rzeźby – m.in. przełomowy odcinek doliny Wieprza pomiędzy Łęczną a Izbicą (Jahn, 1956; Harasimiuk i in., 1971; Maruszczak, 1972; Harasimiuk, 1980; Dobrowolski, 1998; Dobrowolski i in., 2014).

Na Rostoczu do form rzeźby uwarunkowanych tektoniką nieciągłą należą zasadnicze krawędzie obramowujące region, główne i przełomowe doliny rzeczne oraz kotliny. Czynnikiem ten najbardziej czytelny jest w południowo-zachodniej strefie krawędziowej regionu, składającej się z progów zewnętrznych, zorientowanego NW–SE, podkreślonego w krajobrazie wzniesieniami zrębowymi (fig. 38). Dwie tego typu krawędzie – zewnętrzna i wewnętrzna – przedzielone obniżeniem związanym z mezo-kenozoicznym rowem tektonicznym (padół Józefowa), zaznaczają się na Rostoczu Środkowym. Do stref uskokowych nawiązują doliny przełomowe (Białej Łady, Szumu, Sopotu, Tanwi, Dublenia) rozcinające południowo-zachodnią strefę krawędziową. Z zasięgiem zapadlisk tektonicznych w skałach górnej kredy związane są kotliny (np. górnego Wieprza, Zwierzyńca). Istotną rolę w ujawnianiu strukturalnych cech rzeźby Rostocza mają neogeńskie pionowe i poziome ruchy skorupy ziemskiej. Do najistotniejszych jej przejawów, głównie pośrednich, należą: progi skalne w korytach rzek (Szumu, Sopotu, Tanwi) w strefie podnoszonej wzdłuż uskoku, w której następuje wzrost spadku podłużnego koryta rzeki, co powoduje silniejszą erozję wgłębną, prowadzącą do uwydatnienia różnic litologiczno-strukturalnych w skalno-aluwialnym korycie rzeki; doliny asymetryczne, w których jedno ze zboczy jest skarpią uskokową z czytelnymi licami trójkątnymi; pierzaste układy dolin (Poru, Białej Łady, Komodziańki) uformowanych przez erozję liniową, która ujawniła system uskoków kulisowych tworzących się nad parą udokumentowanych dyslokacji przesuwczych w podłożu; defleksje dolin i koryt rzecznych (Branwi, Białej Łady) na Rostoczu Zachodnim; załamania podłużnych profili rzek (Sopot, Tanew) i wypukłe profile podłużne den dolin (Białej Łady) przecinających poprzecznie uskoki brzeżne; grzbiety zagradzające; doliny wciosowe, zwłaszcza na Rostoczu Wschodnim. Litologią i strukturą skał późnej kredy i miocenu są uwarunkowane elementy rzeźby w różnej skali – od wzgórz ostańcowych, przez formy krasowe (jaskinie, wertepy, leje, kominy, kieszenie, mikroformy na powierzchniach skałek), po pojedyncze skałki (Jahn, 1956; Maruszczak, Wilgat, 1956; Harasimiuk, 1980; Buraczyński, 1997; Brzezińska-Wójcik, 2013).

LITERATURA

Adamovič J., Coubal M., 1999. Intrusive geometries and Cenozoic stress history of the northern part of the Bohemian Massif. *GeoLines*, 9: 5–14.

Aizberg R., Garetzky R.G., Karabanov A.K., Kockel F., Levkov E.A., Ludwig A.O., Lykke-Andersen H., Ostaficzuk S., Palijenko V., Schwab G., Sliappa A., Stackebrandt W., 2001. Neotectonic structural subdivision (Beginning of Oligocene until the Recent), Map Number 8. Neogeodynamika Baltica Project number 346. Supplement to Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 8. Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow.

Aleksandrowski P., 1995. Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 43: 745–753.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997. Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geological Magazine*, 134: 727–739.

Alexandrowicz S.W., 1963. Stratygrafia osadów miocenijskich w Zagłębiu Górnośląskim. *Prace Instytutu Geologicznego*, 39: 1–147.

Andeweg B., 2002. Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: causes and effects of changing stress fields. *Netherlands Research School of Sedimentary Geology*, Amsterdam.

Badura J., 1999. The influence of Cainozoic tectonic movements on geomorphological development of the Niemcza-Strzelin Hills. *Quaternary Studies in Poland, Special Issue*: 219–225.

Badura J., Przybylski B., 1993. Szczegółowa mapa geologiczna Polski, arkusz Skoroszyce (781). Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.

Badura J., Przybylski B., 1997. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Nysa (904). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Badura J., Przybylski B., 1999. Examples of young tectonic activity from the Sudetic Foreland, SW Poland – application of condensed contour map. *Technika Poszukiwań Geologicznych. Geosynoptyka. Geotermia*, 38: 38–45.

Badura J., Przybylski B., 2000. Mapa neotektoniczna Dolnego Śląska. *Centralne Archiwum Geologiczne. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa*.

Badura J., Przybylski B., 2002. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Biała (905). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

- Badura J., Przybylski B., 2004a. Dolnośląska formacja bazaltowa. W: Budowa Geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia cz. 3a, Kenozoik, Paleogen, Neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 161–168. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Badura J., Przybylski B., 2004b. Evolution of the Late Neogene and Eopleistocene fluvial system in the Foreland of Sudetes Mountains, SW Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74: 43–61.
- Badura J., Przybylski B., 2004c. Formacja poznańska. W: Budowa Geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia cz. 3a, Kenozoik, Paleogen, Neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 71–133. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Badura J., Rauch M., 2014. Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben, the Sudetes. *Geologia Sudetica*, 42: 137–148.
- Badura J., Przybylski B., 2016. Szczegółowa mapa geologiczna Polski, arkusz Opole Pólnoc (840). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2005. New age and petrological constraints on Lower Silesian basaltoids, SW Poland. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 2: 7–15.
- Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2006. Nowe dane o wieku i petrologii kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich. *Przegląd Geologiczny*, 54: 145–153.
- Badura J., Przybylski B., Świętnicka-Goldstein E., Mydlowski A., 2007a. Rozpoznanie budowy geologicznej poziomu kenozoicznego w rejonie składowiska Żelazny Most. *Centralne Archiwum Geologiczne. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa*.
- Badura J., Przybylski B., Tokarski A., Świerczewska A., 2007b. Tarasy rzeczne Nysy Kłodzkiej oraz plejstocenijskie drobne struktury tektoniczne w strefie sudeckiego uskoku brzeżnego i przełomu bardzkiego w Janowcu. *Przegląd Geologiczny*, 55: 228–235.
- Badura J., Zuchiewicz W., Štěpánčíková P., Przybylski B., Kontny B., Cacoń S., 2007c. The Sudetic Marginal Fault: A young morphotectonic feature at the NE margin of the Bohemian Massif, Central Europe. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 4: 7–29.
- Badura J., Przybylski B., Ciszek D., 2021a. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Trzebnica (727). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Badura J., Przybylski B., Ciszek D., 2021b. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Trzebnica (727). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Baraniecka M.D., 1975. Zależności wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niżu Polskiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 288: 5–97.
- Bartkowski T., 1965. O roli halotektoniki w ukształtowaniu powierzchni Niziny Wielkopolskiej na przykładzie Wału Wydartowskiego pod Mogilnem (Wysoczyzna Gnieźnieńska). *Sprawozdania Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk*, 1: 124–128.
- Bażyński J., Doktor S., Graniczny M., 1984. Mapa fotogeologiczna Polski, interpretacja geologiczna, 1:1 000 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Becker A., 1993. An attempt to define a “neotectonic period” for central and northern Europe. *Geologische Rundschau*, 82: 67–83.
- Belzyt S., Pisarska-Jamroz M., 2017. W jaki sposób badać sejsmity? Przegląd metod badawczych. *Acta Geographica Lodziensia*, 106: 171–180.
- Behr J., zur Mühlen L. von, 1933. Die Urbettung der Glatzer Neisse und Freiwalddauer Biele. *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 53: 758–765.
- Ber A., 1974. Czwartorzęd Pojezierza Suwalskiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 269: 23–106.
- Ber A., 1989. Stratigraphy of the Quaternary of the Suwałki Lakeland and its substrate based on recent data. *Kwartalnik Geologiczny*, 33: 463–478.
- Ber A., 2000. Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 170: 1–89.
- Ber A., 2009. Vertical stress of the Pleistocene continental glaciers and its hypothetical evidence in present relief of northern Europe. *Polish Geological Institute Special Papers*, 25: 7–12.
- Ber A., Krzyszkowski D. (red.), 2004. Glacitektonika wybranych obszarów Polski. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 408: 75–125.
- Berezowska B., Berezowski Z., 1968. Geology of the Zittau-Siekierczyn subsiding zone. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 222: 7–32.
- Berger F., 1932. Die Alterstellung des Basalt vom Grauen Stein bei Landeck. *Zentralblatt für Mineralogie*, 8: 545–553.
- Beyer K., 1939. Die nordsudetische Rahmenfaltung. Eine vergleichend geotektonische Studie über den jungsaxonischen Faltungsmechanismus in den Nordsudeten. *Abhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Görlitz*, 32: 121–172.
- Birkenmajer K., Pécskay Z., 2002. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. I. Alkali basaltic rocks of the Opole Region. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences*, 51: 31–50.
- Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P., 2002a. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. III. K–Ar and palaeomagnetic data from early Miocene basaltic rocks near Jawor, Foresudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72: 241–253.
- Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P., 2002b. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. II. K–Ar and palaeomagnetic data from Neogene basanites near Łądek Zdrój, Sudetes Mts. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72: 119–129.
- Birkenmajer K., Konieczńska M., Jarosiński M., 2021. Tectonics of Wysoka Kamieńska Graben, NW Poland. *Geological Quarterly*, 65, 38.
- Botor D., Anczkiewicz A.A., Mazur S., Siwecki T., 2019. The post-Variscan thermal history of the Intra-Sudetic Basin (Sudetes, Bohemian Massif) based on apatite fission track analysis. *International Journal of Earth Sciences*, 108: 2561–2576.
- Brański P., 2002. Iły formacji poznańskiej – kopaliny służące ochronie i rekonstrukcji środowiska naturalnego. *Przegląd Geologiczny*, 50: 267.
- Brzezińska-Wójcik T., 2013. Morfotektonika w annopolsko-lwowskim segmencie pasa wyżynnego w świetle analizy cyfrowego modelu wysokościowego oraz wskaźników morfometrycznych. *Wydawnictwo UMCS, Lublin*.
- Büchner J., Tietz O., Viereck L., Suhr P., Abratis M., Van den Bogaard P., 2015. Volcanology, geochemistry and age of the Lausitz Volcanic Field. *International Journal of Earth Sciences*, 104: 2057–2083.
- Büdel J., 1957. Die “Doppelten Einebnungsflächen” in den feuchten Tropen. *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge*, 1: 201–228.
- Buraczyński J., 1993. Rozwój procesów eolicznych piętra Wisły na Roztoczu i w Kotlinie Sandomierskiej. *Wydawnictwo UMCS, Lublin*.
- Buraczyński J., 1997. Roztocze – budowa, rzeźba, krajobraz. *Wydawnictwo UMCS, Lublin*.
- Cacoń S., Dyjor S., 2002. Recent crustal movements in Late Tertiary tectonic zones of the Sudetes and Northern Sudetic Foreland, SW Poland. *Folia Quaternaria*, 73: 31–46.
- Cacoń S., Bosy J., Kontny B., 1999. The GPS levelling network in the conurbation of Wrocław. *Artificial Satellites*, 34: 163–170.
- Cacoń S., Piotrowski A., Zygmunt M., 2017. Badania współczesnych ruchów pionowych powierzchni litosfery w obszarze Szczecina. W: 85 zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego: Budowa geologiczna Południowego Bałtyku i Pomorza środkowego oraz aktualne problemy geologii morza w perspektywie pobliskich badań oceanicznych.
- Cajz V., Schnabl P., Pécskay Z., Skácelová Z., Venhodová D., Šlechta S., Čížková K., 2012. Chronological implications of the paleomagnetic record of the Late Cenozoic volcanic activity along the Moravia-Silesia border (NE Bohemian Massif). *Geologica Carpathica*, 63: 423–435.
- Cińcio Z., Gizler H., 2000. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:500000, arkusz Żerków (546). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Ciuk E., Piwocki M., 1979. Trzeciorząd w rejonie Żąbkowic Śląskich (Dolny Śląsk). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 320: 27–56.
- Cloos H., 1922. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. *Gebrüder Borntraeger, Berlin*.
- Coubal M., Málek J., Adamovič J., Štěpánčíková P., 2015. Late Cretaceous and Cenozoic dynamics of the Bohemian Massif inferred from the paleostress history of the Lusatian Fault Belt. *Journal of Geodynamics*, 87: 26–49.
- Cwojdzński S., Jodłowski S., 1978. Ukształtowanie powierzchni podłoża i geologia kenozoiku południowo-wschodniej części bloku przedsudeckiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 22: 181–193.
- Cymerman Z., 1990. Młodoalpejskie nasunięcie Zieleńca w Górach Orlickich (Sudety). *Przegląd Geologiczny*, 38: 422–428.
- Cymerman Z., 2010. Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1: 200 000, 2nd edn. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Czerwonka J.A., Krzyszkowski D., 2001. Preglacial (Pliocene–Early Middle Pleistocene) deposits in Southwestern Poland: lithostratigraphy and reconstruction of drainage pattern. W: Late Cainozoic Stratigraphy and Palaeogeography of the Sudetic Foreland (red. D. Krzyszkowski): 147–195. *Wydaw. Wind, Wrocław*.
- Dadlez R., 1980. Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim. *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*.
- Dadlez R., 1994. Strike-slip movements in the Polish Lowlands. *Geological Quarterly*, 38: 307–318.
- Dadlez R. (red.), 1998. Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dadlez R., Jaroszewski W., 1994. Tektonika. *Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa*.
- Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 2000. Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku, 1:1 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Danišik M., Migoń P., Kuhlemann J., Evans N.J., Dunkl I., Frisch W., 2010. Thermochronological constraints on the long-term erosional history of the Karkonosze Mts., Central Europe. *Geomorphology*, 117: 78–89.
- Danišik M., Štěpánčíková P., Evans N.J., 2012. Constraining long-term denudation and faulting history in intraplate regions by multisystem thermochronology: an example of the Sudetic Marginal Fault (Bohemian Massif, central Europe). *Tectonics*, 31: 1–19.
- Deczkowski Z., Gajewska I., 1980. Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsudeckiej. *Przegląd Geologiczny*, 28: 151–156.
- Dobrowolski R., 1998. Strukturalne uwarunkowania rozwoju współczesnej rzeźby krasowej na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu. *Wydawnictwo UMCS, Lublin*.

Literatura

- Dobrowolski R., Harasimiuk M., Brzezińska-Wójcik T., 2014. Strukturalne uwarunkowania rzeźby Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. *Przegląd Geologiczny*, 62: 51–56.
- Doktor S., Graniczny M., Kucharski R., 1990. Mapa liniowych elementów tektonicznych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej, skala 1:100 000. Centralne Archiwum Geologiczne. Państwowy Instytut Geologiczny, 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 Geologica Polonica*, 10: 71–106.
- Don J., Gotowała R., 2008. Tectonic evolution of the late Cretaceous Nysa Kłodzka Graben, Sudetes, SW Poland. *Geologia Sudetica*, 40: 51–63.
- Dowgiało J., 1965. Solanki Pomorza Zachodniego. *Szcześcińskie Towarzystwo Naukowe, Wydział Nauk Matematycznych i Technicznych*, 2: 1–122.
- Dyjur S., 1966. Młodotrzeciorzędowa sieć rzeczna zachodniej części przedpola Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 11: 478–479.
- Dyjur S., 1975. Późnotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach i na Przedgórzu Sudeckim. W: 1 sympozjum, Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej: 121–132.
- Dyjur S., 1983a. Ewolucja trzeciorzędowych przedgórzskich rowów tektonicznych centralnych i wschodnich Sudetów. W: 3 sympozjum, Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce: 155–181.
- Dyjur S., 1983b. Problem wieku dolnej granicy i faz tektonicznych ruchów neotektonicznych w południowo-zachodniej Polsce. W: 3 sympozjum, Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej: 25–41.
- Dyjur S., 1993. Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędzie. *Folia Quaternaria*, 64: 25–41.
- Dyjur S., Sadowska A., 1977. Problem wieku i korelacja górnio-miocenów pokładów węgla brunatnych w Polsce zachodniej. *Geologia Sudetica*, 12: 121–134.
- Dyjur S., Sadowska A., 1987. Correlation of the Younger Miocene deposits in the Silesian part of the Carpathian Foredeep and south-western part of the Polish Lowland Basin. *Geologia*, 12: 25–36.
- Dyjur S., Dendewicz A., Grodzicki A., Sadowska A., 1977. Neogena i staroplejstocenska sedimentacja w obrębie stref zapadliskowych Rowów Paczkowa i Kędzierzyna. *Geologia Sudetica*, 13: 31–65.
- Frankiewicz J.K., 1982. Utwory miocenowe w strefie uskokowej środkowej Odry między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim (bez warstw poznańskich). *Geologia Sudetica*, 17: 7–56.
- Gawrysiak L., Kociuba W., 2023. LiDAR-Derived Relief Typology of Loess Patches (East Poland). *Remote Sensing*, 15, 1875.
- Głębocki E., Jakubowski J., 1976. Mapa izohips stropu podłoża wysokooporowego. W: Model przestrzenny przedpola Sudetów Wschodnich. Centralne Archiwum Geologiczne, Warszawa [nr inw. 4624/48/3].
- Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2022. 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.
- Gotowała R., Hałuszczak A., 2002. The Late Alpine structural development of the Kleszczów Graben (Central Poland) as a result of a reactivation of the pre-existing, regional dislocation. *European Geoscience Union, Stephan Mueller Special Publication Series*, 1: 137–150.
- Gorczyca-Skała J., 1977. Budowa geologiczna rowu Wlenia. *Geologia Sudetica*, 12: 71–100.
- Gölke M., Coblenz D., 1996. Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, 266: 11–24.
- Graniczny M., 1998. Tectonics of the Suwałki anorthosite massif in the light of the analysis of satellite images and geophysical data. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 161: 47–51.
- Graniczny M., Mizerski W., 2003. Lineamenty na zdjęciach satelitarnych Polski – próba podsumowania. *Przegląd Geologiczny*, 51: 474–482.
- Gregersen S., Voss P.H., 2014. Review of some significant claimed irregularities in Scandinavian postglacial uplift on timescales of tens to thousands of years – earthquakes in Denmark? *Solid Earth*, 5: 109–118.
- Grocholski A., 1977. Uskok sudecki brzeźny a zagadnienie wulkanotektoniki trzeciorzędowej. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 378, *Prace Geologiczno Mineralogiczne*, 6: 89–103.
- Gruszka B., Morawski W., Zieliński T., 2012. Sedimentary record of a Pleistocene ice-sheet interlobate zone (NE Poland). *Geologos*, 18: 65–81.
- Grzempowski P., Badura J., Cacoń S., Kapłon J., Rohm W., Przybylski B., 2012. Geodynamics of south-eastern part of the Central European Subsidence Zone. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 9: 359–369.
- Gudelis V., 1960. Neotectonic movements on the territory of the East Baltic area in the Quaternary period. W: *Collected Papers for the XIX International Geographical Congress* (red. V. Gudelis): 201–204. *Lietuvos TSR mokslų akademijos Geologijos ir geografijos institutas, Vilnius*.
- Gudelis V., 1981. Neotektoničeskiye i sovremeniye dvizheniya zemnoi kory na territorii Pribaltiki (z uchetom ikh prirodu i kharaktera dvizhenii). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 321: 177–191.
- Guterch B., 2009. Sejsmiczność Polski w świetle danych historycznych. *Przegląd Geologiczny*, 57: 513–520.
- Gutiérrez F., 2004. Origin of the salt valleys in the Canyonlands section of the Colorado Plateau: evaporite-dissolution collapse versus tectonic subsidence. *Geomorphology*, 57: 423–435.
- Halicki B., Olczak T., 1953. Złodowacenie czwartorzędowe i anomalie grawimetryczne na Niżu Europejskim. *Acta Geologica Polonica*, 3: 153–161.
- Hałuszczak A., 2009. Środkowioceńskie ruchy tektoniczne na przedpolu orogenu karpackiego, w południowej części Niżu Polskiego. W: VIII Ogólnopolska Konferencja z cyklu Neotektonika Polski (red. J. Badura i in.): 29–30.
- Harasimiuk M., 1975. Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. *Prace Geograficzne*, 115: 1–94.
- Harasimiuk M., 1980. Rzeźba strukturalna Wyżyna Lubelskiej i Rostocza. *Wydawnictwo UMCS, Lublin*.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1976. Wpływ budowy geologicznej i rzeźby podłoża na ukształtowanie pokrywy lessowej w zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, 30/31: 55–77.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1981. Kopalne formy dolinne w okolicy Łęcznej i ich znaczenie dla paleogeografii dorzecza Wieprza. *Kwartalnik Geologiczny*, 25: 147–161.
- Harasimiuk M., Henkiel A., Pękala K., 1971. Rola neotektoniki w rozwoju współczesnych procesów krasowych w strefie krawędzi Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, 26: 103–218.
- Harasimiuk M., Huber M., Kołodyńska-Gawrysiak R., Warowna J., Jezierski W., Gajek G., 2007. Tektoniczny rów wypełniony osadami plejstocenskim w Kocianowie (Równina Beżycka). W: *Budowa geologiczna regionu lubelskiego i problemy ochrony litosfery* (red. M. Harasimiuk i in.): 235–244. *Wydawnictwo UMCS, Lublin*.
- Hardt J., Norden B., Bauer K., Toelle O., Krumbach J., 2021. Surface cracks – geomorphological indicators for late Quaternary halotectonic movements in Northern Germany. *Earth Surface Processes and Landforms*, 46: 2963–2983.
- Hengl T., 2006. Finding the right pixel size. *Computers & Geosciences*, 32: 1283–1298.
- Jahn A., 1956. Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. *Prace Geograficzne*, 7: 1–453.
- Jahn A., 1980. Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów. *Czasopismo Geograficzne*, 51: 129–154.
- Jahn A., Łańcucka-Środoniowa M., Sadowska A., 1984. Stanowisko utworów pliocenów w Kotlinie Kłodzkiej. *Geologia Sudetica*, 18: 7–43.
- Jamroz O., Badura J., Mąkowski K., 2014. Application of the precision levelling method to evaluate the vertical movements within eastern part of the Elbe Fault System (SW Poland, Western Sudetes). *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 11: 295–303.
- Jarosiński M., Araszkievicz A., Bobek K., Gogolek T., 2022. Contemporary state of stress in a stable plate interior (northern Poland): The integration of satellite geodesy, borehole and seismological data. *Tectonophysics*, 831, 229336.
- Jarosiński M., Dąbrowski M., 2006. Modele reologiczne litosfery w poprzek szwu transeuropejskiego w północnej i zachodniej części Polski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 188: 143–166.
- Jarosiński M., Krzywiec P., 2006. Zapis zmian reżimów tektonicznych wokół wysadów solnych w Polsce na przykładzie struktury „Damasławek”. *Przegląd Geologiczny*, 54: 305.
- Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P., 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. *Geological Quarterly*, 53: 3–26.
- Jaroszewski W., Piątkowska A., 1988. O naturze niektórych lineamentów (na przykładzie Rostocza). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 58: 423–443.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M. (red.), 1979. Budowa geologiczna Niecki Szcześcińskiej i Bloku Gorzowa. *Prace Instytutu Geologicznego*, 96: 1–178.
- Jura D., 2001. Morfotektonika i ewolucja różnowiekowej niezgodności w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice*.
- Kamiński M., 2020. DTM-based analysis of the spatial distribution of topolineaments. *Open Geosciences*, 12: 1185–1199.
- Kapłon J., Cacoń S., 2009. Research on the Marginal Sudetic Fault activity with use of GPS and precise leveling techniques. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 6: 323–329.
- Karabanov A.K., Schwab G., 1997. Neotectonic structural subdivision, 1:5,000,000. IGCP Project 346 *Neogeodynamica Baltica*. *Geological Survey of Brandenburg, Kleinmachnow*.
- Karnkowski P.H., 1980. Paleotektonika pokrywy platformowej w Wielkopolsce. *Przegląd Geologiczny*, 28: 146–151.
- Kasiński J.R., 1984. Tektonika synsedymencyjna jako czynnik warunkujący sedimentację burawęglowej w zapadliskach tektonicznych na obszarze zachodniej Polski. *Przegląd Geologiczny*, 32: 260–268.
- Kasiński J.R., 2000. Atlas geologiczny trzeciorzędowej asocjacji brunatnowęglowej w polskiej części niecki żyławskiej. *Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa*.
- Kasiński J.R., 2004. Paleogen i neogen w zapadliskach i rowach tektonicznych. W: *Budowa Geologiczna Polski*, t. 1, *Stratygrafia, część 3a, Kenozoik – paleogen, neogen* (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 134–160. *Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa*.
- Kasiński J.R., 2009. Potencjał zasobowy węgla brunatnego w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem kompleksów złóż gubińskich i legnickich. *Centralne Archiwum Geologiczne. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa*.
- Kasiński J. R., Panasiuk M., 1987. Geneza i ewolucja strukturalna niecki żyławskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 357: 5–39.
- Kasiński J.R., Badura J., Przybylski B., 2003. Kenozoiczne zapadliska tektoniczne północno-zachodniego przedpola Sudetów Zachodnich. W:

- Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu (red. W. Ciężowski i in.): 183–196. Wydaw. Wind, Wrocław.
- Kasiński J.R., Badura J., Pańczyk M., Pécský Z., Saternus A., Słodkowska B., Urbański P., 2015. Osady paleogeńskie w polskiej części Niecki Żytańskiej – nowe światło na problem wieku zapadliska tektonicznego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 295–324.
- Klanica R., Kadlec J., Tábořík P., Mrlina J., Valenta J., Kováčiková S., Hill G.J., 2020. Hypogenic versus epigenic origin of deep underwater caves illustrated by the Hranice Abyss (Czech Republic) – the world's deepest freshwater cave. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125, e2020JF005663.
- Kley J., Voigt T., 2008. Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. *Geology*, 36: 839–842.
- Kociszewska-Musiał G., 1978. Czwartorzędowe surowce okrucowe Suwalszczyzny na tle budowy geologicznej (z uwzględnieniem innych surowców mineralnych). *Prace Muzeum Ziemi*, 29: 3–79.
- Kondracki J., 1933. Tarasy dolnego Bugu. *Przegląd Geograficzny*, 13: 104–126.
- Kontny B., 2004. Is the Sudetic Marginal Fault still active? Results of the GPS monitoring 1996–2002. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 1: 35–39.
- Kopecký L., 1979. Magmatism of the Ohře rift in the Bohemian Massif in relationship to the deep fault tectonics, to the geologic evolution and ore mineralization. W: *Czechoslovak geology and global tectonics* (red. M. Mahel, P. Reichwalder): 167–181. Veda, Bratislava.
- Kosmowska-Sufczyńska D., 1998. Wpływ spekań ciosowych na kierunkowość rzeźby (na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich). Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Warszawa.
- Kościówko H., 1982. Rozwój zwierzelin kaolinowych na przedpolu Sudetów Wschodnich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 336: 7–52.
- Kotański Z. (red.), 1997. *Atlas Geologiczny Polski, Mapy Ścięcia Poziomego 1:750 000*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Kotański Z., Radwański S., 1977. Geologia głębina Opolszczyzny. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 303: 91–165.
- Kowalski A., 2021. Multistage structural evolution of the end-Cretaceous–Cenozoic Wleń Graben (the Sudetes, NE Bohemian Massif) – a contribution to the post-Variscan tectonic history of SW Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 91: 37–66.
- Kowalski B.J., 1996. Młode uskoki tektoniczne w gipsach badeńskich rejonu Borkowa na Poniżu Pińczowskim. *Prace Instytutu Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach*, 1: 129–146.
- Kowalski W.C., 1968. Ruchy neotektoniczne jako czynnik kształtujący środowisko inżyniersko-geologiczne. *Przegląd Geologiczny*, 16: 508–511.
- Kozdrój W., 2014. Results of shallow scientific drillings in the Upper Nysa Kłodzka Graben and the Zieleniec area, Sudetes. *Geologia Sudetica*, 42: 149–159.
- Kramarska R., Krzywić P., Dadlez R., 1999. Geological map of the Baltic Sea bottom without Quaternary deposits. Państwowy Instytut Geologiczny, Gdańsk-Warszawa.
- Krysiak Z., 2000. Tectonic evolution of the Carpathian Foredeep and its influence on Miocene sedimentation. *Geological Quarterly*, 44: 137–156.
- Krzyszowski D., 1992. Quaternary tectonics in the Kleszczów graben (Central Poland); study based on sections from the Bełchatów outcrop. *Quaternary Studies in Poland*, 11: 65–91.
- Krzyszowski D., Bowman D., 1997. Neotectonic deformation of Pleistocene deposits along the Sudetic Marginal Fault, Southwestern Poland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 545–562.
- Krzyszowski D., Migoń P., Sroka W., 1995. Neotectonic Quaternary history of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Folia Quaternaria*, 66: 73–98.
- Krzyszowski D., Przybylski B., Badura J., 2000. The role of neotectonics and glaciation on terrace formation along the Nysa Kłodzka River in the Sudeten Mountains (southwestern Poland). *Geomorphology*, 33: 149–166.
- Krzywić P., 2002. Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. W: *Continental Collision and the Tectonosedimentary Evolution of Forelands* (red. G. Bertotti i in.): 151–165. European Geoscience Union, Stephan Mueller Special Publication Series, 1.
- Krzywić P., 2006. Structural inversion of the Pomeranian and Kujavian segments of the Mid-Polish Trough – lateral variations in timing and structural style. *Geological Quarterly*, 50: 151–168.
- Krzywić P., 2009. Budowa i mezozoicno-kenozoiczna ewolucja przesuwczej strefy uskokuwej Grójca: wyniki interpretacji danych sejsmicznych. *Geologia*, 35: 377–386.
- Krzywić P., 2012. Mesozoic and Cenozoic evolution of salt structures within the Polish Basin: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 363: 381–394.
- Krzywić P., Jochym P., 1997. Charakterystyka mioceńskiej strefy subdukcji Karpat Polskich na podstawie wyników modelowań ugięcia litosfery. *Przegląd Geologiczny*, 45: 785–792.
- Krzywić P., Jarosiński M., Twarogowski J., Burliga S., Szewczyk J., Wybraniec S., Czaporowski G., Zientara P., Petecki Z., Garlicki A., 2000. Geofizyczno-geologiczne badania stropu i nadkładu wysadu solnego Damasławek. *Przegląd Geologiczny*, 48: 1005–1014.
- Krzywić P., Morawski W., Twarogowski J., 2004a. Aktualny stan wykorzystania metod geofizycznych w badaniach osadów czwartorzędowych i trzeciorzędowych. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 181: 13–36.
- Krzywić P., Morawski W., Zientara P., Józwiak W., 2004b. Badania metodą płytkiej sejsmiki refleksyjnej wysokiej rozdzielczości w rejonie Orłowa (południowo-zachodnie Mazury). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 181: 55–72.
- Kubicki S., Ryka W. (red.), 1982. *Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Kucharska M., Krawczyk M., 2017. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000*, ark. Łęczycza (552). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Kucharska M., Krawczyk M., 2022. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000*, ark. Łęczycza (552). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Kural S., 1979. Geologiczne warunki występowania, geneza i wiek kaolinów zachodniej części granitowego masywu strzegomskiego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 313: 9–68.
- Kurkowski S., 1993. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000*, ark. Krasnobród (894). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Kurzawa M., 1999. O zróżnicowaniu pokrywy plejstoceńskiej nad wybranymi formami tektoniki solinarniej północno zachodniej Polski. *Przegląd Geologiczny*, 47: 489–498.
- Kurzawa M., 2004. Zapis ruchów neotektonicznych w osadach plejstocenu północno zachodniej Polski. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 407: 5–28.
- Kwolek K., 2000. *Wiek ruchów tektonicznych w strefie dyslokacyjnej Poznań-Kalisz, monoklina przedsudecka*. *Przegląd Geologiczny*, 48: 804–814.
- Lamarche J., Bergerat F., Lewandowski M., Mansy J.L., Świdrowska J., Wieczorek J., 2002. Variscan to Alpine heterogeneous palaeo-stress field above a major Palaeozoic suture in the Carpathian foreland (southeastern Poland). *Tectonophysics*, 357: 55–80.
- Lencewicz S., 1927. *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 2.
- Lewandowski J., 1993. Rzeźba podczwartorzędowa regionu śląsko-krakowskiego i jej ewolucja morfogenetyczna. *Folia Quaternaria*, 64: 101–121.
- Lewandowski J., 2015. *Kenozoik regionu śląsko-krakowskiego*. Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Liszkowski J., 1975. Wpływ obciążenia lodolodem na plejstoceńską i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski. W: *I Krajowe Sympozjum: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*: 255–277.
- Liszkowski J., 1992. Wpływ plejstoceńskich lodolodów na stan, strukturę, kinematykę Ziemi. W: *Materiały VII Sympozjum Glacitektonicznego*: 217–253.
- Liszkowski J., 1993. The effects of Pleistocene ice-sheet loading-deloadung cycles on the bedrock structure of Poland. *Folia Quaternaria*, 64: 7–23.
- Ludwig A.O., 2001. Vertical movements since the beginning of the Rupelian stage (map 1). *Neogeodynamica Baltica IGCP-Project 346*. *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, 8: 5–12.
- Lustrino M., Wilson M., 2007. The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews*, 81: 1–65.
- Łuczowska E., Dyjor S., 1971. Mikrofauna utworów trzeciorzędowych serii poznańskiej Dolnego Śląska. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 41: 337–358.
- Łyczewska J., 1975. Neotektonika Pasma Wójczo-Pińczowskiego. W: *1 sympozjum Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*: 145–155.
- Malkovsky M., 1975. Paleogeography of the Miocene of the Bohemian Massif. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 50: 27–31.
- Malkovský M., 1987. The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution. *Tectonophysics*, 137: 31–42.
- Marek S. (red.), 1977. *Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (strefa Gopło-Ponętów-Pabianice)*. *Prace Instytutu Geologicznego*, 80: 1–165.
- Markiewicz A., 2007. *Tektonika obszaru złoza*. W: *Monografia KGHM Polska Miedź S.A. (red. A. Banaszak)*: 115–132. Wydawnictwo KGHM Cuprum Sp. z o.o., CBR Wrocław.
- Markiewicz A., Winnicki J., 2007. *Morfotektonika Wału Trzebnickiego (Śląskiego)*. W: *Materiały X Sympozjum Glacitektoniki*. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Zielonogórskiego*, 134: 113–131.
- Marks L., 1988. Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (northern Poland). *Geologia*, 14: 1–76.
- Marks L., 2010. *Pozycja chronostratygraficzna granicy neogen/czwartorzęd*. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 438: 93–98.
- Marks L., 2018. *Przekroje geologiczne*. W: *Metodyka opracowania i reambulacji Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000* (red. W. Morawski): 200–205. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.), 2022a. *Mapa geologiczna Polski 1:500 000. B – Mapa podłoża czwartorzędu*. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.
- Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.), 2022b. *Mapa geologiczna Polski 1:500 000*. Tekst objaśniający. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.
- Maruszczak H., 1972. *Wyżyny lubelsko-wołyńskie*. W: *Geomorfologia Polski*, 1 (red. M. Klimaszewski): 340–383. PWN, Warszawa.
- Maruszczak H., 2001. *Rozwój rzeźby wschodniej części wyżyn metakarpackich w okresie posarmackim*. *Przegląd Geograficzny*, 73: 253–280.
- Maruszczak H., Wilgat T., 1956. *Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego*. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, 10: 1–109.

Literatura

- Mastalerz K., Wojewoda J., 1990. Stożek aluwialny pre-Kaczawy – przykład sedymentacji w czynnej strefie przesuwowej, pliolejtocen. *Sudety. Przegląd Geologiczny*, 38: 363–369.
- Mazur S., Jarosiński M., 2006. Budowa geologiczna głębokiego podłoża platformy paleozoicznej południowo-zachodniej Polski w świetle wyników eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 188: 203–222.
- Migoń P., 1992. Rola podpowierzchniowego wietrzenia chemicznego w ewolucji krajobrazu. *Czasopismo Geograficzne*, 63: 169–182.
- Migoń P., 1996. Struktura morfotektoniczna centralnej części Sudetów Zachodnich w świetle mapy zagęszczonych poziomów. *Czasopismo Geograficzne*, 67: 233–244.
- Migoń P., 1997. Tertiary etch-surfaces in the Sudetes Mountains, SW Poland: a contribution to the pre-Quaternary morphology of Central Europe. *Geological Society, London, Special Publications*, 120: 187–202.
- Migoń P., 1999a. Morfotektonika północnej części sudeckiego uskoku brzeźnego (Pogórze Kaczawskie). *Przegląd Geologiczny*, 47: 946–950.
- Migoń P., 1999b. Znaczenie głębokiego wietrzenia w morfogenezie Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 71: 59–75.
- Migoń P., Danišik M., 2012. Erosional history of the Karkonosze granite massif – constraints from adjacent sedimentary basins and thermochronology. *Geological Quarterly*, 56: 440–454.
- Migoń P., Jancewicz K., Różycka M., Szymanowski M., 2025. Drainage patterns in the Sudetes Mountains (Central Europe) – a clue to understanding polygenetic relief? *Geomorphology*, 473, 109637.
- Mojski J.E., 1991. Czwartorzędowy rytm zmian środowiska. *W: Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze* (red. L. Starkel): 67–80. PWN, Warszawa.
- Molewski P., 2007. Neotektoniczne i glacydynamiczne uwarunkowania wykształcenia plejstocenu Wysoczyzny Kujawskiej. *Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń*.
- Molewski P., 2014. Paleogeograficzne uwarunkowania odpływu wód z zastoiska warszawskiego doliną Bachorzy i pradoliną warszawsko-berlińską w czasie stadiału głównego zlodowacenia wisły. *Landform Analysis*, 25: 105–114.
- Morawski W., 2004a. Struktury glacytektoniczne południowej Warmii. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 181: 109–141.
- Morawski W., 2004b. Zastosowanie metod geofizycznych do badań osadów kenozoicznych i zaburzeń glacytektonicznych – badania i perspektywy metodyczne. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 181: 5–11.
- Morawski W., 2009a. Neotectonics induced by ice-sheet advances in NE Poland. *Geologos*, 15: 199–217.
- Morawski W., 2009b. Differences in the regional stratigraphy of NE Poland caused by vertical movements due to glaciostasy. *Geologos*, 15: 235–250.
- Morawski W., Józwiak W., Krzywiac P., Marks L., Petecki Z., Twarogowski J., Zientara P., 2004. Kompleksowe zastosowanie metod geofizycznych do badań osadów kenozoicznych na przykładzie południowej Warmii. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 181: 143–164.
- Muir-Wood R., 2000. Deglaciation seismotectonics: a principal influence on intraplate seismotectonics at high latitudes. *Quaternary Science Reviews*, 19: 1399–1411.
- Nemcok M., Pospisil L., Lexa J., Donelick R.A., 1998. Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpathian-Pannonian region. *Tectonophysics*, 295: 307–340.
- Nováková L., 2014. Evolution of paleostress fields and brittle deformation in the Hronov-Poříčí Fault Zone, Bohemian Massif. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 58: 269–288.
- Nowak J., 1927. *Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów*: 1–160. Kraków.
- Oberc J., 1962. Monoklina wrocławska i jej stosunek do jednostek sąsiednich. *Przegląd Geologiczny*, 11: 573–575.
- Oberc J., 1972. *Tektonika, cz. 2. W: Budowa Geologiczna Polski t. 4* (red. W. Pożaryski): 1–307. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Oberc J., 1974. *Zarys tektoniki Opolszczyzny. W: Przewodnik 46. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 55–68.
- Oberc J., Dyjor S., 1969. Uskok sudecki brzeźny. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 236: 41–142.
- Olszewska B., Odrzywolska-Bieńkowska E., Giel M.D., Pożaryska K., Szczechura J., 1996. Fauna – bezkręgowce. Rząd Foraminiferida. *W: Budowa geologiczna Polski, t. III, Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, 3a, Kenozoik, Trzeciorząd, Paleogen* (red. L. Malinowska, M. Piwocki): 45–216. Wydawnictwo PAE, Warszawa.
- Ostaficzuk S., 1981. Megalineaments as evidence of some global tectonic phenomena. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 29: 143–154.
- Ostrowski S., Pacanowski G., Majer E., Sokółowska M. (red.), 2023. *Badania geologiczno-inżynierskie. Geofizyka inżynierska. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa*.
- Otava J., Hladil J., Petrová P., Hladilová J., 2003. *Nález badenských fosilií v jeskyni Sváňná Studna, Moravský kras – Důsledky pro speleogenezi. Geologický výzkum Moravy a Slezska v r., 2002*: 25–26.
- Pamić J., Tomljenović B., Balen D., 2002. Geodynamic and petrogenetic evolution of Alpine ophiolites from the central and NW Dinarides: an overview. *Lithos*, 65: 113–142.
- Pańczyk M., Nawrocki J., Aleksandrowski P., Przybylski B., 2023. Three age ranges of Cenozoic basaltic rocks from Lower Silesia (SW Poland) based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar step-heating data. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 112: 725–740.
- Pascal C., Roberts D., Gabrielsen R.H., 2010. Tectonic significance of present-day stress relief phenomena in formerly glaciated regions. *Journal of the Geological Society, London*, 167: 363–371.
- Peresson H., Decker K., 1997. The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing palaeostress in a collision plate boundary. *Tectonophysics*, 272: 125–157.
- Pešek J. (red.), 2010. *Terciární pávne a ložiska hnědé uhlí České republiky. Česká geologická služba, Praha*.
- Piotrowski A., 1991. The influence of sub-Quaternary basement on the development of Lower Odra Valley in Pleistocene and Holocene. *Kwartalnik Geologiczny*, 35: 221–234.
- Piotrowski A., 1999. Wpływ zróżnicowanego obciążenia strefy krawędziowej łądolu na migrację soli. *Przegląd Geologiczny*, 47: 1016–1020.
- Piotrowski A., 2007a. Odra lobe of the Last Glaciation. *W: Living Morphotectonics of the European Lowland Area*: 17–24.
- Piotrowski A., 2007b. Mapa paleosejsmologiczna Bałtyku południowo-zachodniego. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Szczecin.
- Piotrowski A., Juschus O., Sydor P., Schiewe M., Dalchow C., Danowski R., 2024. Halotectonic lineaments on both sides of Odra Valley. *Tagungsband und Exkursionsführer 83. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen, Bad Muskau, Brandenburg. Geowiss. Beiträge, Cottbus, Bd. 31/2024*: 29–34. Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg.
- Piwocki M., 1965. *Utwory trzeciorzędowe w okolicy Nysy. Kwartalnik Geologiczny*, 9: 183–192.
- Piwocki M., 2004. Niż Polski i jego południowe obrzeżenie – Paleogen. *W: Budowa Geologiczna Polski 3a, Kenozoik, Paleogen, Neogen* (red. T. Peryt, M. Piwocki): 22–70. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995. Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Przegląd Geologiczny*, 43: 916–927.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1997. Neogene of the Polish Lowlands – lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Geological Quarterly*, 41: 21–40.
- Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004. Neogen. *W: Budowa Geologiczna Polski. t. 1, Stratygrafia 3a, Kenozoik, Paleogen, Neogen* (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 71–133. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Poborski J., 1957. Cechsztyńska struktura solna Izbica-Lęczyca. *Przegląd Geologiczny*, 1: 31–32.
- Polońska M., 1997. Upper Cretaceous (Upper Albian-Maastrichtian) – petrographic characteristics. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 383–386.
- Pożaryska K., Odrzywolska-Bieńkowska E., 1977. On the Upper Eocene in Poland. *Kwartalnik Geologiczny*, 21: 59–73.
- Preidl M., Tomaszewski J., 1965. Rzeźba przedtrzeciorzędowa powierzchni monokliny wrocławskiej. *Rudy i Metale Nieżelazne*, 9.
- Prodehl C., Müller St., Haak V., 1995. The European Cenozoic rift system. *W: Continental Rifts: Evolution, Structures, Tectonics* (red. K.H. Olsen): 133–212. *Developments in Geotechnics*, 25. Elsevier, Amsterdam.
- Przybylski B., 1998. Late Quaternary evolution of the Nysa Kłodzka river valley in the Sudetic Foreland, southwestern Poland. *Geologia Sudetica*, 31: 197–211.
- Przybylski B., Badura J., 2016. Szczegółowa mapa geologiczna Polski, arkusz Opole Południe (873). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Randles T., Clarke S., Richards P., 2012. Development of crustal collapse structures above dissolving salt anticlines: application to seismic interpretation within salt-controlled basins. *AAPG Annual Convention and Exhibition, Long Beach, California*.
- Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H.-G., Merle O., 1991. Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: Structural analysis. *Tectonics*, 10: 257–271.
- Reder J., 2004. Małopolski Przełom Wisły – geneza i ewolucja. *W: Stan i zmiany środowiska geograficznego wybranych regionów wschodniej Polski* (red. R. Dobrowolski, S. Terpiłowski S): 9–22. Wydawnictwo UMCS, Lublin.
- Reicherter K., Kaiser A., Stackebrandt W., 2005. The post-glacial landscape evolution of the North German Basin: morphology, neotectonics and crustal deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94: 1083–1093.
- Roman M., 2003. Rozwój rzeźby plejstoceńskiej okolic Gostynina. *Acta Geographica Lodziensia*, 84: 1–154.
- Rowan M., Krzywiac P., 2014. The Szamotuły salt diapir and Mid-Polish Trough: decoupling during both Triassic–Jurassic rifting and Alpine inversion. *Interpretation*, 2: SM1–SM18.
- Różycka M., Migoń P., 2017. Tectonic geomorphology of the Sudetes (Central Europe) – a review and re-appraisal. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 87: 275–300.
- Różycka M., Migoń P., 2022. Using geomorphometric approach to investigate spatial pattern and intensity of erosional dissection in a block-faulted topography (Orlickie-Bystrzyckie Mountains, Central Europe). *Catena*, 211, 105937.
- Różycka M., Migoń P., 2023. Deciphering complexity of block-faulted topography – insights from morphometric variables, drainage patterns and river profiles (Orlickie-Bystrzyckie Mountains Block, Central Europe). *Geomorphology*, 427, 108621.
- Różycka M., Jancewicz K., Migoń P., Szymanowski M., 2021. Tectonic versus rock-controlled mountain fronts – Geomorphometric and geostatistical approach (Sowie Mts., Central Europe). *Geomorphology* 373, 107485.
- Rühberg N., 1997. *Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern, Übersichtskarte 1:500 000 -Zechsteinsalzstrukturen. Geologisches Landesamt Mecklenburg - Vorpommern. Schwerin*.

- Rühle E., 1967. Podłoże czwartorzędowe i jego wpływ na rozmieszczenie i charakter osadów czwartorzędowych w Polsce. W: Czwartorzęd Polski (red. R. Galon, J. Dylik): 9–17. PWN, Warszawa.
- Rühle E., 1973. Ruchy neotektoniczne w Polsce. W: Metodyka badań osadów czwartorzędowych (red. E. Rühle): 13–30. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Salski W., 1975. Tektonika okolic Lubina. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 287: 61–178.
- Samuelsson J., Vecoli M., Bednarczyk W.S., Verniers J., 2002. Timing of the Avalonia–Baltica plate convergence as inferred from palaeogeographic and stratigraphic data of chitinozoan assemblages in west Pomerania, northern Poland. Geological Society, London, Special Publications, 201: 95–113.
- Schiewe N., Sydor P., Żuk T., 2017. Stonorośla na Pomorzu Zachodnim jako wyraz aktywności tektonicznej. W: 85 zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego: Budowa geologiczna Południowego Bałtyku i Pomorza środkowego oraz aktualne problemy geologii morza w perspektywie pobliskich badań oceanicznych.
- Schmid S.M., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogen: correlation and evolution of tectonic units. Swiss Journal of Geosciences, 101: 139–183.
- Schoeneich K., 1962. Żywe procesy tektoniczne w północno-zachodniej Polsce. Szczecińskie Towarzystwo Naukowe, t. 3.
- Seghedi I., Downes H., 2011. Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian–Pannonian region. Gondwana Research, 20: 655–672.
- Sharkov E.V., Svalova V.B., 2011. Geological-geomechanical simulation of the Late Cenozoic geodynamics in the Alpine-Mediterranean Mobile Belt. W: New Frontiers in Tectonic Research – General Problems, Sedimentary Basins and Island Arcs (red. E.V. Sharkov): 19–38. InTech, Rijeka.
- Sirocko F., Reicherter K., Lehné R., Hübscher C., Winsemann J., Stackebrandt W., 2008. Glaciation, salt and the present landscape. W: Dynamics of complex intracontinental basins – The central European basin system (red. R. Littke, U. Bayer, D. Gajewski, S. Nelskamp): 233–245. Springer, Berlin.
- Skácel J., 1979. Tektonické plochy na styku východních a středních Sudet. Sbor. Universitatis Palackianae Olomucensis, Geologie – Geografie, 17: 97–106.
- Skompski S., 1993. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50000, arkusz Oborniki Wielkopolskie. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Ślódzowska B., Gałązka D., 2015. Osady paleogenu i neogenu w wielkoskalowych strukturach glacictektonicznych Wzgórz Dylewskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 461: 251–294.
- Sobczyk A., Kasprzak M., 2014. Late Cenozoic tectonic activity of the Śnieżnik Massif area (the Sudetes, SW Poland) in the light of LIDAR DEM morphometric analysis. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 48: 35–52.
- Sobczyk A., Danišik M., Aleksandrowski P., Anczkiewicz A., 2015. Post-Variscan cooling history of the central Western Sudetes (NE Bohemian Massif, Poland) constrained by apatite fission-track and zircon (U-Th)/He thermochronology. Tectonophysics, 649: 47–57.
- Sobczyk A., Sobel E.R., Georgieva V., 2020. Meso-Cenozoic cooling and exhumation history of the Orlica-Śnieżnik Dome (Sudetes, NE Bohemian Massif, Central Europe): insights from apatite fission-track thermochronometry. Terra Nova, 32: 122–133.
- Sobczyk A., Worobiec E., Olkiewicz M., Szczygieł J., 2024. Mid-Miocene onset of the NE Bohemian Massif (SW Poland, Europe) growth, landscape evolution and paleoenvironmental changes unraveled using paleokarst sediment palynology. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 640, 121127.
- Sobczyk A., Szczygieł J., 2021. Paleostress reconstruction of faults recorded in the Niedźwiedzia Cave (Sudetes): insights into Alpine intraplate tectonic of NE Bohemian Massif. International Journal of Earth Sciences, 110: 833–847.
- Sobczyk A., 2025. Sudety w kenozoiku: od tektonicznej ekshumacji podłoża do współczesnej rzeźby – wnioski z termochronologii niskotemperaturowej. Przegląd Geologiczny, 73(9).
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidlasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzcyk I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland – verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. Geographia Polonica, 91: 143–170.
- Špaček P., Šýkorová Z., Pazdírková J., Švancara J., Havíř J., 2006. Present-day seismicity of the south-eastern Elbe Fault System (NE Bohemian Massif). Studia Geophysica et Geodaetica, 50: 233–258.
- Špaček P., Bábek O., Štěpánčíková P., Švancara J., Pazdírková J., Sedláček J., 2015. The Nysa-Morava Zone, an active tectonic domain with Late Cenozoic sedimentary grabens in the Western Carpathians' foreland (NE Bohemian Massif). International Journal of Earth Sciences, 104: 963–990.
- Sroka W., 1991. Tektoniczny charakter krawędzi Pogórza Karkonoskiego. Acta Universitatis Wratislaviensis 1375, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 29: 239–249.
- Sroka W., 1997. Ewolucja morfotektoniczna Sudetów w rejonie Kotliny Kłodzkiej w świetle analizy morfometryczno-statystycznej. Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 68: 1–97.
- Sroka W., Kowalska A., 1998. The preglacial fluvial deposits in the southern part of the Upper Nysa Depression, central Sudetes Mts., south-western Poland. Geologia Sudetica, 31: 157–170.
- Stackebrandt W., 2005. Neotektonische Aktivitätsgebiete in Brandenburg (Norddeutschland). Neotectonically active regions of Brandenburg (northern Germany). Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 1/2: 165–172.
- Stahl A., 1933. Das Relief des oberschlesischen Steinkohlengebirges im Lichte der Paläographie. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin, 53: 95–111.
- Standke G., 2006. Paläogeographisch-fazielle Modellierung des Unter-/Mittelmiozän-Grenzbereichs in der Lausitz (Briesker Folge/Formation). Schriftenreihe für Geowissenschaften, 14: 1–130.
- Stankowska A., Stankowski W., 1991. Morfo-, lito- i chronostratygrafia vistulianu we wschodniej Wielkopolsce. W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych (red. A. Kostrzewski): 563–571. Wydawnictwo Naukowe UAM, Seria Geografia, 50.
- Stankowski W., Włodarski W., 2019. Morfogeneza rynny powidzko-ostrowskiej i jej otoczenia w ujęciu strukturalnym i paleogeograficznym. W: Jezioro Powidzkie wczoraj i dziś (red. B. Nowak): 7–14. Wydawnictwo IMGW-PIB, Warszawa.
- Steffen H., Wu P., 2011. Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia — a review of data and modeling. Journal of Geodynamics, 52: 169–204.
- Steininger F.F., Rögl F., 1984. Paleogeography and palynospastic reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys. W: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (red. J.E. Dixon, A.H.F. Robertson): 659–668. Geological Society, London, Special Publications, 17.
- Stewart I., 2005. TECTONICS. Neotectonics. W: Encyclopedia of Geology (red. R.C. Selley, L.R.M. Cocks, I.R. Plimer): 425–428. Elsevier, Amsterdam.
- Štěpánčíková P., Hók J., Nývlt D., Dohnal J., Šýkorová I., Stemberk J., 2010. Active tectonics research using trenching technique on the south-eastern section of the Sudetic Marginal Fault (NE Bohemian Massif, central Europe). Tectonophysics, 485, 1–4: 269–282.
- Štěpánčíková P., Dohnal J., Pánek T., Łój M., Smolková V., Šilhán K., 2011. The application of electrical resistivity tomography and gravimetric survey as useful tools in an active tectonics study of the Sudetic Marginal Fault (Bohemian Massif, central Europe). Journal of Applied Geophysics, 74: 69–80.
- Štěpánčíková P., Rockwell T.K., Stemberk J., Rhodes E.J., Hartvich F., Luttrell K., Myers M., Tábořík P., Rood D.H., Wechsler N., Nývlt D., Ortuño M., Hók J., 2022. Acceleration of late Pleistocene activity of a central European fault driven by ice loading. Earth and Planetary Science Letters, 591, 117596.
- Stupnicka E., 1989. Geologia regionalna Polski. Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- Suhr P., 2003. The Bohemian Massif as a catchment area for the NW European Tertiary Basin. Geolines, 15: 147–159.
- Superson J., 1996. Funkcjonowanie systemu fluwialnego wyżynnej części dorzecza Wieprza w zlodowaceniu wisły. Wydz. BiNoZ UMCS, Lublin [rozpr. hab.].
- Szczygieł J., Sobczyk A., Hercman H., Mendek M.J., Gąsiorowski M., 2021. Damaged speleothems and collapsed karst chambers indicate paleoseismicity of the NE Bohemian Massif (Niedźwiedzia Cave, Poland). Tectonics, 40: e2020TC006459.
- Szewczyk J., Gientka D., 2009. Terrestrial heat flow density in Poland — a new approach. Geological Quarterly, 53: 125–140.
- Szuman-Kalita I., Włodarski W., Kasprzak L., Kalita J., Krzywić P., 2024. Glacjalne i tektoniczne formy rzeźby terenu w strefie marginalnej lobu Stawy Śląskiej zlodowacenia wisły. W: IV Polski Kongres Geologiczny: 137–160.
- Tarkowski R., 1991. Stratygrafia, makroskamieniałości i paleogeografia utworów górnej kredy niecki opolskiej. Geologia, 51: 1–156.
- Tokarski A.K., Świerczewska A., Piotrowski A., 2017. Zagrożenia sejsmiczne na Pomorzu – wyniki analizy spękanych klastów. W: 85 zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego: Budowa geologiczna Południowego Bałtyku i Pomorza środkowego oraz aktualne problemy geologii morza w perspektywie pobliskich badań oceanicznych.
- Trzeciak M., Dąbrowski M., Jarosiński M., 2020. Stress distribution models in layered, viscoelastic sedimentary basins under tectonic and glacial loads. Geophysical Journal International, 220: 768–793.
- Ulrych J., Dostal J., Adamovič J., Jelínek E., Špaček P., Hegner E., Balogh K., 2011. Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic). Lithos, 123: 133–144.
- Urbański P., Widera M., 2016. Geologia złóż węgla brunatnego w południowo-zachodniej Wielkopolsce. Przegląd Geologiczny, 64: 791–798.
- Uścińciewicz S., 2003. Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the Southern Baltic. Polish Geological Institute Special Papers, 10: 5–79.
- Walther H., Kvaček Z., 2007. Early Oligocene flora of Seiffhennersdorf (Saxony). Acta Musei Nationalis Pragae, Series B, Historia Naturalis, 63: 85–174.
- Wasiluk R., Rychel J., 2021. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Krośnice (516). Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.
- Widera M., 1998. Ewolucja paleomorfologiczna i paleotektoniczna elewacji konińskiej. Geologos, 3: 55–103.
- Widera M., 2000. Geneza i główne etapy rozwoju rowu Lubstowa w alpejskiej epoce tektonicznej. Przegląd Geologiczny, 48: 935–941.

Literatura

- Widera M., 2004. Phases of Paleogene and Neogene tectonic evolution of selected grabens in the Wielkopolska area, central-western Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74: 295–310.
- Widera M., 2007. Litostratygrafia i paleotektonika kenozoiku podplejstocenijskiego Wielkopolski. Seria Geologia, 18, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Widera M., 2011. Postsedymentacyjne ruchy wznoszące w rowie Lubstowa. *Przegląd Geologiczny*, 59: 681–687.
- Widera M., 2013. Changes of the lignite seam architecture – a case study from Polish lignite deposits. *International Journal of Coal Geology*, 114: 60–73.
- Widera M., 2014. Lignite cleat studies from the first Middle-Polish (first Lusatian) lignite seam in central Poland. *International Journal of Coal Geology*, 131: 227–238.
- Widera M., 2015. Compaction of lignite: a review of methods and results. *Acta Geologica Polonica*, 65: 367–368.
- Widera M., 2016. Genetic classification of Polish lignite deposits: a review. *International Journal of Coal Geology*, 158: 107–118.
- Widera M., 2021. Geologia polskich złóż węgla brunatnego. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Widera M., 2022. Zarys geologii okolic Poznania, Turku i Konina ze szczególnym odniesieniem do geologii kenozoiku i geomorfologii. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Widera M., 2024. Cenozoic tectonic evolution of the main lignite-rich grabens in Poland. Part 1. Tectonic stages. *Acta Geologica Polonica*, 74, e2.
- Widera M., Haluszczak A., 2011. Stages of the Cenozoic tectonics in central Poland: examples from selected grabens. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 162: 203–215.
- Widera M., Banaszak J., Cępińska S., Derdowski R., 2004. Analiza paleotektoniczna paleogeńskiej i neogeńskiej aktywności N fragmentów strefy dyslokacyjnej Poznań–Oleśnica. *Przegląd Geologiczny*, 52: 665–674.
- Widera M., Ćwikliński W., Karman R., 2008. Cenozoic tectonic evolution of the Poznań–Oleśnica Fault Zone, central-western Poland. *Acta Geologica Polonica*, 58: 455–471.
- Widera M., Stawikowski W., Uścińowicz G., 2019. Paleogene–Neogene tectonic evolution of the lignite-rich Szamotuły Graben. *Acta Geologica Polonica*, 69: 387–401.
- Widera M., Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J., 2022. Geological and palaeogeographical peculiarities of the Adamów Graben area, central Poland. *Geologos*, 28: 1–17.
- Wienholz R., 1967. Über den Geologischen Bau des Untergrundes in Nordost-deutschen Flachland. *Jahrbuch für Geologie*, 1: 1–47.
- Wilson M., Downes H., 1991. Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe. *Journal of Petrology*, 32: 811–850.
- Wilson M., Downes H., 2006. The Tertiary-Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. *Geological Society, London, Memoirs*, 32: 147–166.
- Wimmenauer W., 1974. The alkaline province of central Europe and France. *W: The Alkaline Rocks* (red. H. Sørensen): 286–291. Wiley, London.
- Winnicki J., 1994. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Ostrzeszów (694). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Włodarski W., 2009. Analiza strukturalno-kinetyczna kompleksu deformacji glaciotektonicznych w strefie rowu Kleczewa (elewacja konińska, wschodnia Polska). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 194: 75–100.
- Włodarski W., 2014. Geometry and kinematics of glaciotektonic deformation superimposed on the Cenozoic fault-tectonic framework in the central Polish Lowlands. *Quaternary Science Reviews*, 94: 44–61.
- Wojewoda J., 2009. Žďarky-Pstrážna Dome: a strike-slip fault-related structure at the eastern termination of the Poříčí-Hronov Fault Zone (Sudetes). *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 6: 273–290.
- Wojewoda J., Wajs J., Sokalski D., 2024. Young geodynamic activity in the marginal fault zone of the Sudetic Block – new data. *Geologos*, 30: 71–80.
- Wortel M.J.R., Spakman W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean–Carpathian region. *Science*, 290: 1910–1917.
- Zagożdżon P.P., Zagożdżon K., 2006. Charakterystyka wystąpienia oligoceńskiego bazaltoidu w Małym Kotle Śnieżnym (Karkonosze). *Przegląd Geologiczny*, 54: 496–500.
- Zeuner F., 1928. Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neisse. *Universitätsverlag von Robert Noske, Borna-Leipzig*: 1–72.
- Ziegler P.A., 1988. Evolution of the Arctic-North Atlantic and Western Tethys. *AAPG Memoir*, 43: 1–189.
- Ziegler P.A., 1992. European Cenozoic rift system. *W: Geodynamics of Rifting* (red. P.A. Ziegler). *Tectonophysics*, 208: 91–111.
- Ziegler P.A., Bertotti G.V., Cloetingh S.A.P.L., 2002. Dynamic processes controlling foreland development – the role of mechanical (de)coupling of orogenic wedges and forelands. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 1: 17–56.
- Ziegler P.A., Dèzes P., 2007. Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: timing and controlling mechanisms. *Global and Planetary Change*, 58: 237–269.
- Znosko J., Dadlez R., Ryka W., 1998. Mapa tektoniczna Polski w skali 1:500 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Zuchiewicz W., 2010. Neotektonika Karpat Polskich i zapadliska przedkarpaccyego. Wydawnictwo AGH, Kraków.
- Zuchiewicz W., Badura J., Jarosiński M., 2007. Neotectonics of Poland: an overview of active faulting. *Studia Quaternaria*, 24: 5–20.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowo-zachodnia. *Przegląd Geologiczny*, 56: 904–911.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Ślącza A., Żaba J., Żytko K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. *Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław*.