

PRZEGLĄD BADAŃ NAD NEOTEKTONIKĄ POLSKI

Badania neotektoniczne w Polsce koncentrują się przede wszystkim na ruchach późnoneogeńsko-czwartorzędowych oraz współczesnych pionowych ruchach skorupy ziemskiej mierzonych metodami geodezyjnymi. Do zagadnień cieszących się szczególnym zainteresowaniem należą: etapy aktywności neotektonicznej, ocena parametrów neotektonicznego pola naprężeń, amplitudy i tempo ruchów czwartorzędowych, ewolucja neotektonicznych zapadlisk i uskoków, wzajemne relacje między fotolineamentami, strukturami geologicznymi i współczesną sejsmicznością, przejawy tektoniki solnej, a także rola czynnika antropogenicznego w uaktywnianiu młodych stref uskokowych.

Upowszechniono szereg nowych technik badawczych, koncentrujących się w głównej mierze na analizie morfometryczno-statystycznej tektonicznych form rzeźby, rekonstrukcji przebiegu kompaktacji w obrębie młodych basenów sedymentacyjnych oraz na badaniach hydrogeologicznych struktur neotektonicznych. Dalsze studia powinny skoncentrować się na analizie zjawisk paleosejsmotektonicznych oraz praktycznym wykorzystaniu wyników badań neotektonicznych.

CZWARTORZĘDOWE STRUKTURY TEKTONICZNE OBRZEŻENIA WAŁU KUJAWSKIEGO

Czwartorzędowe procesy tektoniczne na Niżu Polskim reprezentują schyłkowy etap epoki alpejskiej. Wydzielono deformacje o charakterze sztywnym, przejściowym i plastycznym.

Deformacje typu sztywnego, takie jak rowy tektoniczne Krzepocina–Leźniczki–Kossewa lub Bocheń–Śleszyna (fig. 1), nawiązują do granic jednostek strukturalnych podłoża mezozoicznego. Istotną rolę w formowaniu młodych struktur odegrały przemieszczenia soli cechsztyńskich. Deformacje plastyczne występują w Kotlinach Warszawskiej i Płockiej w obrębie utworów pliocenu i dolnego czwartorzędu, natomiast struktury przejściowe zostały uformowane na skłonie Wału Kujawskiego. Inwentarz młodych struktur uzupełniają uskoki i spękania. Maksymalne wartości zrzutu niektórych uskoków przekraczają 300 m.

Większość omawianych deformacji powstała w trakcie fazy kujawskiej (interglacjał kromerski = podlaski oraz zlodowacenia południowopolskie); młodsza faza mazowiecka zaznaczyła się znacznie słabiej. Intensywność ruchów tektonicznych zmniejszała się w trakcie okresu czwartorzędowego, ulegając drastycznemu zahamowaniu podczas zlodowaceń środkowopolskich.

MŁODOCZWARTORZĘDOWE I WSPÓLCZESNE RUCHY SKORUPY ZIEMSKIEJ
NA DOLNYM ŚLĄSKU

Intensywne ruchy górotwórcze schyłkowego okresu orogenezy młodoalpejskiej spowodowały rozbićcie Polski SW na liczne bloki tektoniczne, najlepiej rozpoznane w Sudetach i na bloku przedsudeckim. Nasilenie tych ruchów zaznaczyło się w neogenie. Ostatnia, wołoska faza ruchów z przelomu miocenu i pliocenu uformowała ostateczny rys orograficzny Sudetów i bloku przedsudeckiego. Ruchy te w mniejszym już nasileniu trwały też w starszym czwartorzędzie i przetrwały do czasów współczesnych. Dowodzą tego wyniki badań profili podłużnych kopalnych dolin rzecznych, zaburzonych na uskokach czynnych w czwartorzędzie, o amplitudach od 50 do 150 m. Zmienność zasypania aluwiami dolin rzecznych i w strefach krawędziowych przy uskokach, a także załamujące się systemy teras wskazują na istnienie ruchów tektonicznych po okresie ostatniego zlodowacenia na badanym obszarze. Amplitudy tych ruchów wyniosły 40–100 m.

Na współcześnie trwające ruchy na całych blokach tektonicznych lub wzdłuż uskoków wskazują: notowane w czasach historycznych trzęsienia ziemi, wielokrotne pomiary geodezyjne wzdłuż profili przecinających uskoki oraz uaktywnianie się stref uskokowych na obszarach dużych kopalń i innych obiektów i budów inżynierskich.

NEOTEKTONICZNE I WSPÓLCZESNE RUCHY SKORUPY ZIEMSKIEJ I ZWIĄZANE Z TYM MOŻLIWOŚCI ZAGROŻEŃ DLA ZAPÓR WODNYCH NA DOLNYM ŚLĄSKU

Na Dolnym Śląsku w ciągu ostatnich 100 lat wybudowano lub przewiduje się do wybudowania kilkanaście zapór wodnych. Ich lokalizacja związana jest z przelomowymi odcinkami rzek, których młoda morfologia wskazuje, iż leżą one w obrębie stref mobilnych tektonicznie (fig. 1). Stwarza to potrzebę uwzględnienia tej sytuacji na etapie budowy zapór oraz opracowania systemów kontrolno-pomiarowych w czasie eksploatacji poszczególnych zbiorników wodnych. Problematyce tej poświęcono dotychczas niewiele uwagi, co podkreślano na kolejnych sympozjach "Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce" w latach 1974, 1978 i 1981 oraz w innych artykułach autorów.

Szczególnie duże zagrożenia spowodowane ruchami tektonicznymi stwierdzono w strefie młodego rowu tektonicznego Paczkowa, gdzie wybudowano już dwie zapory i trzy dalsze są w stadium projektowania i budowy (fig. 2). Wykonane badania geologiczne i geofizyczne stwierdziły, że rów tektoniczny jest dodatkowo rozbity uskokami na szereg podrzędnych bloków, które wykazują zróżnicowane ruchy względem siebie oraz ram rowu. Analizy wyników pomiarów w ciągach niwelacji precyzyjnej I i II klasy wykazały współczesne ruchy skorupy ziemskiej w granicach od +0,5 do -4,2 mm/rok. Największe obniżenie, rzędu 92 mm, zarejestrowano w latach 1953-1975 w rejonie zapory na Nysie, którą oddano do eksploatacji w 1971 roku.

Podobnie skomplikowana sytuacja neotektoniczna została stwierdzona w strefie wybudowanych zapór w Słupie na Nysie Szalonej i w Dobromierzu na Strzegomce. Zapora w Słupie leży w strefie brzeżnej młodego zapadliska tektonicznego wypełnionego ok. 150 m grubości kompleksem wulkanicznych skał bazaltowych i towarzyszących im utworów piroklastycznych (fig. 3). Wykonywane kontrolne pomiary geodezyjne na koronie zapory wykazały anomalne ruchy niektórych reperów, wskazujące na możliwość współczesnych ruchów tektonicznych w strefie licznych uskoków ograniczających zapadlisko. Problem ten dodatkowo komplikują zróżnicowane litologicznie skały leżące w podłożu zapory, z pęczniającymi utworami tufitowymi typu bentonitowego.

Zapora w Dobromierzu wybudowana została w bezpośrednim sąsiedztwie uskoku sudeckiego brzeżnego, w strefie silnego zaangażowania tektonicznego łupkowych skał staropaleozoicznych. Związane jest to z nałożeniem się starej struktury zapadliskowej wieku permskiego, określanej jako rów Świerzawy-Dobromierza, która nachodzi na strefy spękań przy uskoku sudeckim brzeżnym (fig. 4). Uskok sudecki brzeżny wykazywał silną aktywność tektoniczną w neogenie, o amplitudzie ruchów rzędu 450 m. Ruchy te trwają po czasy współczesne, co zaznacza się lokalnymi trzęsieniami ziemi notowanymi w zapisach historycznych dla okolic Złotoryi.

Przedstawiona powyżej sytuacja tektoniczna dla poszczególnych zapór wymaga opracowania odpowiednich systemów pomiarowo-kontrolnych, które mogłyby śledzić powstające naprężenia w górotworze i stworzyć niezależne systemy ostrzegawcze. Dotychczas oparte są one głównie na pomiarach ruchów pionowych w strefach korony zapory i jej bezpośrednim sąsiedztwie, wskazując na gromadzenie się naprężeń w górotworze. Dla rowu tektonicznego Paczkowa system taki jest tworzony w oparciu o pomiary satelitarne GPS i obserwacje grawimetryczne. System ten jest nawiązany do satelitarnej sieci geodynamicznej organizowanej dla Dolnego Śląska. Podobne systemy kontrolne powinny być założone dla pozostałych zapór.

EWOLUCJA NEOTEKTONICZNA SUDECKIEGO USKOKU BRZEŻNEGO W CZWARTORZĘDZIE

Ewolucja tektoniczna sudeckiego uskoku brzeżnego nie ograniczała się jedynie do trzeciorzędu. O czwartorzędowej mobilności tej strefy świadczą deformacje powierzchni aluwialnych, w tym rozcięcie teras, ich spaczenie i dywergencja, zmiany układu stożków aluwialnych, a także wstrząsy sejsmiczne i utworzone przez nie sejsmity. Pośrednich dowodów aktywności dostarczają również wyniki analiz morfometrycznych.

Złodowacenie późnoplejstocenijskie zatarało przejawy ruchów tektonicznych przedodrzańskich. Główny etap mobilności uskoku przypadł na schyłek piętra odrzańskiego oraz piętro warciańskie. Oszacowane tempo ruchów podnoszących wynosiło 1,5 mm/rok. Kompensacja glaciostatyczna odegrała tutaj znaczącą rolę, aczkolwiek charakter i prędkość ruchów wypiętrzających przewyższają wartości wynikające z rekonstruowanej miąższości lądolodu.

STRUKTURY NEOTEKTONICZNE KOTLINY RACIBORSKO-OŚWIĘCIMSKIEJ
W REGIONIE GÓRNOŚLĄSKIM

Na obszarze Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej, usytuowanej w obrębie neogeńskiego zapadliska przedkarpackiego, występuje szereg czwartorzędowych depresji i elewacji nawiązujących do zrębów i rowów tektonicznych wieku miocenijskiego (fig. 1). Depresje odznaczają się anomalnymi miąższościami (60–100 m) utworów plejstocenijskich, głównie pochodzenia glacialnego. Elewacje natomiast charakteryzują się redukcją pokrywy czwartorzędowej i wybitnie erozyjnym charakterem młodoplejstocenijskiej rzeźby. Drugoplanowe elewacje podłoża miocenijskiego mają na ogół charakter regularnych wałów, biegnących skośnie do osi kopalnych dolin rzecznych i jednocześnie zgodnie z zarysem zrębów tektonicznych usytuowanych na ich przedpolu (fig. 1). Podatne na odkształcenia plastyczne osady badenu, kontrastujące ze sztywnymi blokami (zrębami) podłoża karbońskiego, mogły łatwo ulegać deformacjom glacitektonicznym. Hipotezę tę potwierdza współkształtne ułożenie owych form do zarysu czola lobu odrzańskiego, transgredującego od zachodu na obszar kotlin podkarpackich. Wspomniane struktury zakłócają przebieg kopalnych dolin rzecznych, nie mających na ogół związku z późnoplejstocenijskim i współczesnym systemem hydrograficznym.

Analiza powierzchni podczwartorzędowej – oprócz rzeźby erozyjnej – wykazuje obecność form zapadliskowych, których genezę można jedynie wyjaśnić w oparciu o czwartorzędowe ruchy tektoniczne (glacipejrogeniczne) i/lub zaburzenia natury glacitektonicznej i egzaracyjnej. Plejstocenijskie ruchy tektoniczne, reaktywowane glaciizostaticznym oddziaływaniem lądolodów skandynawskich, można utożsamiać z trwałymi (glacitafrogenicznymi), nieodwracalnymi odkształceniami pionowymi. Na ruchy ujemne nakładał się prawdopodobnie efekt kompaktacji, zarejestrowany w strefach maksymalnej miąższości (400–700 m) nieskonsolidowanych utworów badeńskich (fig. 2). Warunki dla tego typu odkształceń istniały w kotlinach podkarpackich podczas zlodowaceń południowopolskich (Elsterian) oraz w trakcie zlodowacenia Odry (Drenthe). Ich amplitudę po ustąpieniu ruchów relaksacyjnych można szacować na około 40–60 metrów. Bez uwzględnienia owych przemieszczeń niemożliwa jest do wyjaśnienia paleogeomorfologiczna ewolucja przebiegu kopalnych i współczesnych dolin rzecznych oraz geneza towarzyszących im osadów.

NEOTEKTONICZNE I GLACJALNE ASPEKTY ROZWOJU GEOLOGICZNEGO ŚRODKOWEJ I WSCHODNIEJ CZĘŚCI KOTLINY SANDOMIERSKIEJ ORAZ BRZEŻNEJ STREFY KARPAT

Kotlina Sandomierska została ukształtowana na głównych elementach tektonicznych zewnętrznej części zapadliska przedkarpackiego. Czwartorzędowa aktywność tektoniczna zapadliska wiąże się z niezakończonym do dziś procesem podsuwania się platformy wschodnioeuropejskiej pod Karpaty. Wśród czynników tektonicznych wyróżniono izostatyczne wielkopromienne ruchy wypiętrzające płaskowyże przedkarpackie oraz ruchy nieciągłe, związane z mobilnością bloków w starszym podłożu, a przejawiające się głównie na obrzeżeniu zapadliska i w brzeżnej strefie Karpat (fig. 1). Uwzględniając położenie i litologię osadów preglacjalnych, a także ich stosunek do osadów plejstocenijskich i mułowców trzeciorzędowych podłoża, wykazano daleko idącą ewolucję rzeźby Kotliny Sandomierskiej, prowadzącą do inwersji. Świadczy o tym dzisiejsze położenie wysokościowe utworów detrytycznych miocenu platformy abrazyjnej Zatoki Opatowskiej w stosunku do facji ilów krakowieckich pogłębiającego się morza rejonu Połańca i Osieka (fig. 2), a także do płaskowyży przedkarpackich.

Rozmiary i wiek przemieszczeń struktur blokowych określono na podstawie wysokości gliny zwalowej zlodowacenia południowopolskiego (San max). W skrajnych przypadkach zróżnicowanie to sięgało 100 m (Szewce–Józefów, Giedlarowa – obrzeżenie progu karpackiego). Mniej drastyczne anomalie były wynikiem uwarunkowań paleogeomorfologicznych. W rejonie Sandomierza i Mokoszyna stwierdzono obniżenie strukturalne, tworzące czwartorzędową depresję tektoniczną, związaną ze strefą dyslokacyjną Kurdwanów–Zawichost (fig. 1, 2).

Na NE od Krzeszowa nad Sanem udokumentowano obecność kopalnej doliny wyścielonej żwirami preglacjalnymi (pliocen – wczesny czwartorzęd?), wskazującymi na SE kierunek ich rozrzutu (fig. 1, 3). Kopalna dolina w rejonie Huciska, Giedlarowej i Grodziska Górnego, nawiązująca do struktur starszego podłoża i wysłana w spągu żwirami preglacjalnymi, stanowiła prawdopodobnie lewobrzeżny dopływ pradoliny podkarpackiej, odprowadzającej wody w kierunku Dniestru (fig. 1, 4).

Dzisiejszy układ sieci hydrograficznej Kotliny Sandomierskiej był konsekwencją rozwoju morfostrukturalnego zapadliska przedkarpackiego, strefy przelomu Wisły przez wyżyny południowopolskie, jak również działu wodnego San–Dniestr. Nawiązanie rzek Kotliny Sandomierskiej do bazy erozyjnej Morza Północnego dokonało się najprawdopodobniej po ustąpieniu lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego (Odra max). Badania prowadzone na przedgórzu Karpat i w rejonie progu karpackiego między Rzeszowem a Przemyśłem skłaniają do wniosku, iż zasięg lądolodu zlodowacenia San max w brzeżnej części Karpat był predysponowany zasięgiem zatok miocenijskich na sfaldowanych utworach fliszowych (fig. 1). Wydzwignięcie tej części Karpat wraz z ich morfologicznym progami nastąpiło po zlodowaceniu San max (fig. 5).

CECHY TEKTONICZNE MŁODEJ RZEŻBY STRUKTURALNEJ KARPAT ZACHODNICH

Do analizy związków struktur geologicznych podłoża z rzeźbą terenu wybrano fragment górnej i środkowej części dorzecza Skawy. Obszar ten obejmuje większość jednostek stratygraficzno-tektonicznych i morfologicznych, reprezentatywnych dla beskidzkiej części polskich Karpat Zachodnich. Celem określenia stadium dojrzałości rzeźby oraz przybliżonego stopnia jej "dopasowania" do struktur podłoża, przeprowadzono strukturalną klasyfikację form, uzupełnioną wynikami analiz taksonomicznych weryfikowanych testem Kolmogorowa-Smirnowa. Materiał analityczny w pełni odpowiadał założeniom metodycznym uproszczonego wzoru metody różnic przeciętnych.

Rzeźba inwersyjna dominuje w strefie brzeżnego antyklinorium płaszczowiny magurskiej (Beskid Średni) oraz w obrębie synklinorium Beskidu Wysokiego. Późnoczwartorządowe wypiętrzanie obszaru zdecydowało o wykształceniu i stopniu zachowania młodej rzeźby.

Czoło progu Beskidu Średniego jest modelowane przez duże i głębokie osuwiska, których ściany są zgodne z orientacją spękań podłoża. Odległości taksonomiczne wskazują na duży stopień dopasowania (0.08–0.15). Zbliżone wartości (0.09–0.17) uzyskano także dla osuwisk modelujących północne stoki Pasma Przedbabiogórskiego (Policy).

Zasadnicze elementy rzeźby badanego obszaru nawiązują do układu uskoków i spękań, natomiast przewaga grzbietów i dolin niezgodnych z przebiegiem głównych struktur podłoża wskazuje na cechy rzeźby młodej.

ZRÓŻNICOWANIE NEOGENSKICH I CZWARTORZĘDOWYCH RUCHÓW TEKTONICZNYCH
W TATRACH

W bezpośrednim sąsiedztwie masywu Tatr brak jest osadów neogenkich i wczesnoczwartorzędowych. W związku z tym, rozważania dotyczące przebudowy tektonicznej w tym czasie opierają się na obserwacjach paleogeńskiej pokrywy osadowej, morfologii masywu, zjawisk krasowych, młodych foto-lineamentów oraz na bezpośrednich pomiarach geodezyjnych.

Z kompresją styryjską związane są poprzeczne uskoki przecinające nieckę podhalańską, pieniński pas skałkowy oraz północną część Tatr (BIRKENMAIER 1986, MASTELLA *et al.* 1988), a także sygmoida parnicka (fig. 1; *cf.* ROTH 1962, GROSS i KÖHLER 1987). Uskoki te w obrębie obecnych Tatr prezentuje fig. 2. Powstały one przed wypiętrzeniem masywu tatrzańskiego.

Ruchy podnoszące masyw tatrzański miały miejsce w późnym miocenie (BURCHART 1972, KRÁL 1977). Przy ogólnie rotacyjnym ruchu i najsilniejszym podniesieniu w południowej części Tatr wzdłuż uskoku podtatrzańskiego (fig. 2), proces ten był zróżnicowany w poszczególnych częściach masywu. Wpłynęły na to zarówno poprzeczne, jak i podłużne strefy dyslokacyjne (RABOWSKI 1931, 1959, HALICKI 1955, BAUMGART-KOTARBA 1981, MASTELLA i OZIMKOWSKI 1979, MAKOWSKA i JAROSZEWSKI 1987).

Wyjątkowo kontrowersyjnym problemem jest ilość i wiek powierzchni zrównań w Tatrach. Przyjmowane jeszcze w ostatnich latach (KLIMASZEWSKI 1950, 1959, 1988, GRODZICKI 1979b, BAUMGART-KOTARBA 1983) powierzchnie planacji w ilości 3–6, tworzone od środkowego miocenu po preglacjał, wobec stwierdzenia późnomiocenijskiego wieku podniesienia masywu wydają się być nie do przyjęcia. Szczytowa powierzchnia Czerwonych Wierchów, będąca fragmentem szeroko rozwiniętej w zachodnich Karpatach Wewnętrznych śródgórskiej pedypleny (MAZÚR 1965, MAZÚR i ČINČURA 1975) jest – zdaniem autorki – jedyną w pełni rozwiniętą powierzchnią planacji w Tatrach.

Piętrowo ułożone poziome jaskinie w Tatrach Zachodnich wskazują na etapy wcinania dolin w podnoszący się masyw (RUDNICKI 1958, GLĄZEK *et al.* 1979), a większość pól jaskiniowych jest wieku eemskiego (HERCMAN 1991). Badania cytowanej autorki nad wieloma naciekami jaskiniowymi potwierdzają pogląd o osłabieniu ruchów wznoszących w okresie glacjałnym i holocenie, aczkolwiek widoczne są niewielkie przemieszczenia uskokowe w korytarzach jaskiniowych (WÓJCIK i ZWOLIŃSKI 1959) i odchylenia poziomów korozyjnych (GRODZICKI 1979).

Bardziej niż sam masyw tatrzański, znacznym współczesnym ruchom tektonicznym mogą być poddawane strefy związane z lineamentem myjajawskim (fig. 3) wzdłuż zachodniego obramowania Tatr (BAC-MOSZASZWILI 1993) oraz północno-tatrzańskim, gdzie mimo braku uskoku o wyraźnym zrzucie obserwuje się bardzo młodą rzeźbę, martwice i ciepłe źródła, a także zmiany biegu potoków na liniach tektonicznych (fig. 5). Wydaje się, iż uskoki związane z tymi lineamentami są obecnie strefami największej aktywności tektonicznej.

WYBRANE ZAGADNIENIA NEOTEKTONIKI KARPAT POLSKICH

Badania neotektoniczne w polskich Karpatach zewnętrznych wykorzystują klasyczne metody geologiczno-geomorfologiczne, analizę morfometryczną wybranych elementów rzeźby, jak również modelowania matematyczne profili podłużnych koryt rzecznych, sieci dolinnej oraz parametrów fizjograficznych zlewni.

Plioceno-czwartorzędowa mobilność tektoniczna Karpat polskich przejawiała się stosunkowo słabo w porównaniu z innymi fragmentami łuku karpackiego. Amplituda ruchów pionowych w neogenie wyniosła 300–1000 m; rozmiary wypiętrzenia czwartorzędowego nie przekroczyły 170 m. Deformacje neotektoniczne zaznaczyły się między innymi w pochyleniu i/lub spaczeniu powierzchni zrównań, cokolów skalnych teras rzecznych oraz w zmianach układu sieci drenażu; znacznie rzadziej dochodziło do formowania młodych uskoków i spękań ciosowych w utworach czwartorzędowych. Współczesne ruchy pionowe wykazują prędkości zmieniające się od -1 do $+2$ mm/rok; średnie tempo dla poszczególnych pięter czwartorzędowych było znacznie niższe. Magnitudy wstrząsów sejsmicznych są niewielkie i nie przekraczają 4,5–5 stopni w skali Richtera.

Wyniki badań geomorfologicznych i morfometryczno-statystycznych wybranych parametrów młodej rzeźby, jak również analiza wstrząsów sejsmicznych i orientacji struktur zniszczeniowych w ścianach otworów wiertniczych zdają się wskazywać, iż zasadniczą przyczyną deformacji neotektonicznych jest relaksacja reszkowych naprężeń poziomych, związana ze schyłkowym etapem faldowań w Karpatach zewnętrznych.