

Wpływ czynnika (neo)tektonicznego na złożoność kinematyki zaburzeń glacitektonicznych w obrębie rowu Kleczewa (elewacja konińska, wschodnia Wielkopolska)

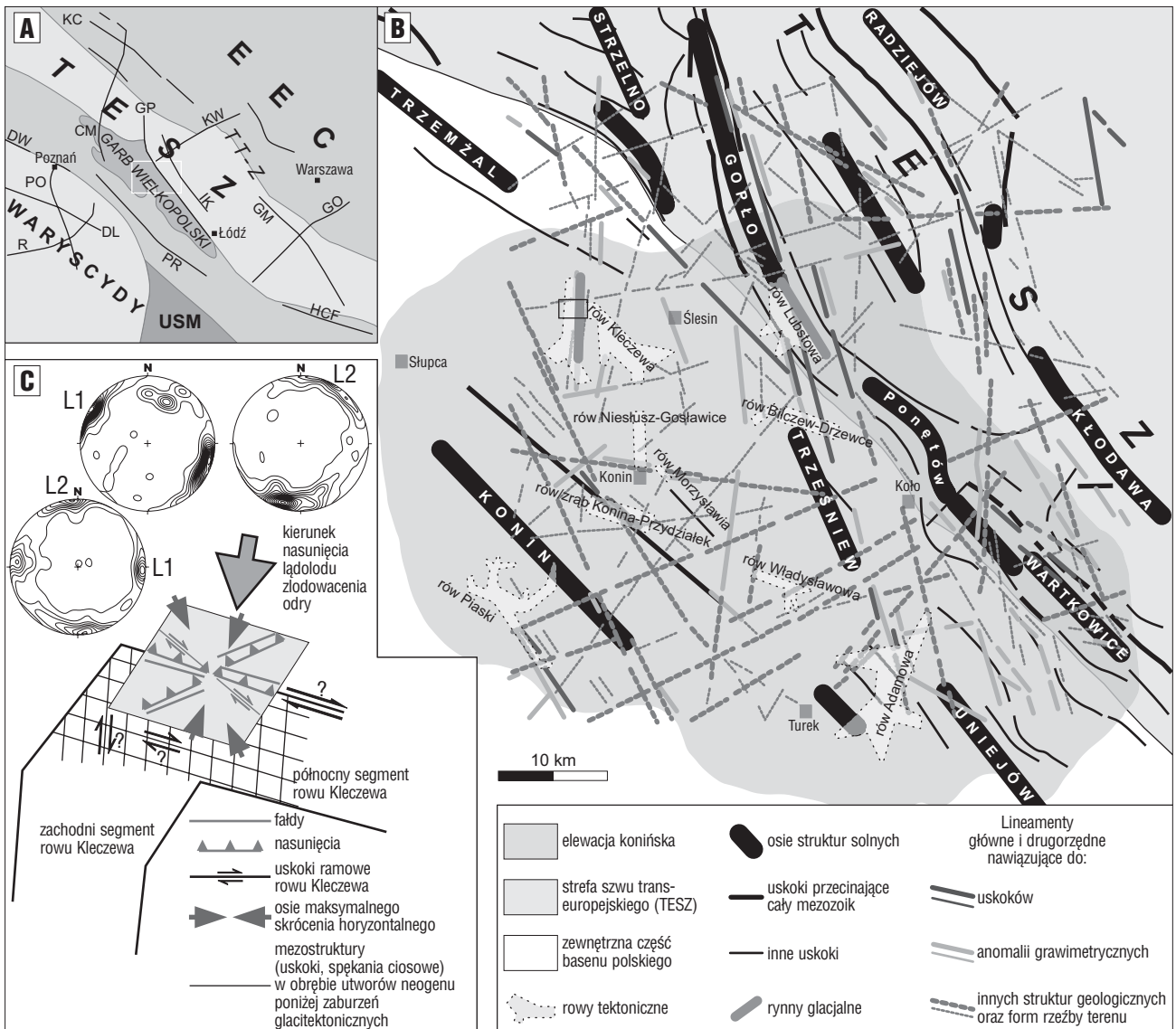
Wojciech Włodarski*

Przedmiotem rozważań są zaburzenia glacitektoniczne utworów neogenu oraz dolnego i środkowego czwartorzędu. Są one zlokalizowane w strefie rowu tektonicznego Kleczewa. Rów ten jest jedną z wielu lokalnych struktur tego typu na elewacji konińskiej (ryc. 1A, B). Składa się on z trzech segmentów rozciągających się w kierunkach charakterystycznych dla planu strukturalnego całej elewacji

konińskiej: NW–SE (wschodni segment), NNE–SSW (zachodni segment) oraz WNW–ESE (segment północny) (ryc. 1B). Geneza rowów na elewacji konińskiej, w tym rowu Kleczewa, nie została jak dotąd w sposób jednoznaczny określona. Przypuszcza się, że mogły one powstać w efekcie:

1) ekstensji tangencjalnej w czasie poprzecznego zginania skał podłoża mezozoicznego i wypiętrzania elewacji konińskiej pod wpływem parcia mas solnych w podłożu (Widera, 1998),

*Instytut Geologii, Uniwersytet im. A. Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-686 Poznań



Ryc. 1. **A** — lokalizacja rowu Kleczewa na tle głównych jednostek tektonicznych Niżu Polskiego; **B** — szkic tektoniczny elewacji konińskiej wraz z przylegającą od NE strefą dyslokacyjną Gopło–Ponętów (strefa TESH), ze strefą zaburzeń glacitektonicznych będących przedmiotem dyskusji, na podstawie opracowań Marka (1977), Granicznego (1991), Dadleza (1998), Kasińskiego i in. (1997) oraz Widery (1998); **C** — orientacja struktur glacitektonicznych na tle uskóków ramowych północnej części rowu Kleczewa. Diagramy konturowe ilustrują rozkłady lineacji intersekcyjnej typu B z przecięcia się powierzchni kliważu spekaniaowego w poziomie glin T2 w trzech przykładowych stanowiskach pomiarowych; dyslokacje przedstawione na rycinie 1A oznaczono skrótami przyjętymi za Dadlezem (1998): DL — Dolska, DW — Dolnej Warty, GM — Gąbin–Mogielnica, GO — Grójec–Opoczno, GP — Gopło–Ponętów, HCF — uskók świętokrzyski, IK — Izbica–Kłodawa, KC — Koszalin–Chojnice, KW — Konin–Włocławek, PO — Poznań–Oleśnica, PR — Poznań–Rzeszów, R — Rawicza, EEC — kraton wschodnioeuropejski, USM — blok górnoląski

2) transtensji wzdłuż lokalnych dyslokacji ograniczających rowy, jak również nadrzędnych stref dyslokacyjnych ograniczających elewację tj. Gopło–Ponętów i Poznań–Rzeszów (ryc. 1A) (Włodarski, 2002).

Główny etap powstawania rowów przypada na oligocen–miocen. W tym czasie rowy pełniły rolę lokalnych basenów sedymentacyjnych, w których osadziły się mięzsze serie węgla brunatnych środkowego miocenu oraz ily formacji poznańskiej miocenu górnego. W rowie Kleczewa utwory te charakteryzuje wysoki stopień ztektonizowania. W ich obrębie rozwinęły się uskoki normalne oraz gęsta sieć spekań ciosowych. Orientacja tych struktur jest zgodna z orientacją poszczególnych segmentów rowu Kleczewa, a tym samym dyslokacji je ograniczających (ryc. 1C).

Analizowane węgle brunatne oraz ily formacji poznańskiej uległy wtórnej, intensywnej deformacji w czasie zlodowacenia odry. W deformacjach brały udział również gliny T1 zlodowaceń południowopolskich oraz częściowo piaski i żwiry dolnej serii glacyfluwialnej z Józwiną z fazy anaglacjalnej zlodowacenia odry. W efekcie jednoosiowej kompresji subhoryzontalnej przed czołem transgredującego łądolodu powstały fałdy oraz nasunięcia. Struktury te były szczegółowo analizowane w strefie uskoku ramowego, zamykającego od NNE północny segment rowu Kleczewa (ryc. 1C). Amplitudy fałdów wynoszą średnio 20 m, maksymalnie zaś 50 m. Osie fałdów mają kierunek WNW–ESE, podrzędnie zaś ENE–WSW (ryc. 1C). Nasunięcia są makrostrukturami o przemieszczeniach pionowych od kilkunastu do 20 m. Zwykle współtworzą one

struktury seryjne typu stożka imbrykacyjnego. Powierzchnia nasunięcia spągowego jest wykształcona w obrębie górnej części warstwy węgla brunatnego. Biegi nasunięć oraz towarzyszących im drobnych uskoku odwróconych, kliważu, mają kierunki WNW–ESE oraz NE–SW (ryc. 1C). Powyżej tych struktur zalega niezgodnie kątowo poziom glin lodowcowych T2 zlodowacenia odry. Badania mezo- i mikrostrukturalne wskazują na synsedymencyjne deformacje tych glin w obrębie subglacialnej strefy ścinania. Gliny były poddawane tutaj ścinaniu prostemu w płaszczyźnie horyzontalnej, w warunkach silnego ich nasycenia wodą porową. Wynikiem takich deformacji są ścięcia riedlowskie, obserwowane w skali mezo (kliważ spękaniowy) i mikro (wstęgi deformacyjne). W oparciu o kliważ spękaniowy wyznaczono dwa zespoły lineacji intersekcyjnej, która jest lineacją podłużną typu B, a tym samym wyznacza położenie pośredniej osi elipsoidy odkształceń (Y) oraz naprężenia głównego σ_2 (Cowan & Brandon, 1994). Zespół L1 ma kierunek WNW–ESE, zespół L2 NE–SW (ryc. 1C).

Jak widać, struktury deformacyjne indukowane przez łądolód zlodowacenia odry, wskazują na transport tektoniczny w kierunku SSW i ESE–SE. Pierwszy z nich jest zgodny z orientacją pierwotnego *clast fabric* w glinie lodowcowej T2, żeber gliniastych w spągu tej gliny oraz z osią rynnny glacialnej Strugi Kleczewskiej. Rynna ta biegnie wzdłuż dyslokacji NNE–SSW, ograniczającej od E segment zachodni rowu Kleczewa i mającej swoje przedłużenie w segmencie północnym rowu (ryc. 1B). Drugi z kierunków transportu tektonicznego nie daje się wyjaśnić w sposób jednoznaczny jako kierunek glacitektoniczny, zarówno w odniesieniu do łądolodów odrzańskiego, jak i z młodszych zlodowaceń.

Złożoną kinematykę deformacji glacitektonicznych, a tym samym obecność drugiego „nieglacitektonicznego”

kierunku strukturalnego można interpretować na dwa sposoby (ryc. 1C):

□ jako efekt rozdzielania odkształceń wzdłuż starszych młodolpejskich powierzchni strukturalnych tj. uskoku i spękań ciosowych gęsto przecinających utwory neogenu, odmładzanych glacitektonicznie

□ jako efekt współdziałania w tym samym czasie (zlodowacenia odry) dwóch czynników deformacji: glacialnego i neotektonicznego. Ten ostatni należałoby wiązać z prawoskrętnym ruchem uskoku ramowego, ograniczającego od NNE północny segment rowu Kleczewa. Układ kinematyczny tego przypadku jest analogiczny do transpresji i związanego z nią rozdzielania odkształceń (Tikoff & Teyssier, 1994; Jones & Tanner, 1995).

Literatura

- COWAN D.S. & BRANDON M.T. 1994 — A symmetry-based method for kinematic analysis of large-slip brittle fault zones. *Amer. Jour. Sc.*, 294: 257–306.
- DADLEZ R. 1998 — Epikontynentalne baseny sedimentacyjne w Polsce od dewonu po kredę — zależności rozwoju od budowy skorupy krystalicznej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 17–30.
- GRANICZNY M. 1991 — Możliwości wykorzystania fotolineamentów do oceny sejsmicznego zagrożenia terenu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 365: 5–46.
- MAREK S. 1977 — Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (strefa Gopło-Ponętów-Pabianice). *Pr. Inst. Geol.*, 80: 1–165.
- RICHARD R.J. & TANNER P.W. 1995 — Strain partitioning in transpression zones. *Jour. Struct. Geol.*, 17: 793–802.
- TIKOFF B. & TEYSSIER CH. 1994 — Strain modelling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Jour. Struct. Geol.*, 16: 1575–1588.
- WIDERA M. 1998 — Ewolucja paleomorfologiczna i paleotektoniczna elewacji konińskiej. *Geologos*, 3: 55–102.
- WŁODARSKI W. 2002 — Tektonika glacialna zlodowacenia Odry w nawiązaniu do struktur podłoża. *Mat. IX Symp. Glacitektoniki, Zielona Góra. Zesz. Nauk. Uniw. Zielonogórskiego*, 129: 195–207.