

## **Wpływ podłoża podplejstocenijskiego na morfogenezę glacialną i postglacialną środkowej części Pojezierza Pomorskiego**

**Ryszard Chybiorz\***

*Uniwersytet Śląski, Katedra Geologii Podstawowej, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec*

W rozważaniach nad kształtowaniem rzeźby w środkowej części Pojezierza Pomorskiego, w tym sieci dolinno-rzecznej, istotną rolę przypisuje się związkowi współczesnej powierzchni terenu z budową geologiczną, tektoniką i rzeźbą podłoża plejstocenu, plejstocenijskimi procesami glacialnymi: erozją (egzaracją) i akumulacją lodowcową oraz neotektoniką (tektonika i glaciostaza) i glaciotektoniką (Kowalska 1960, Roszko 1968, Kopczyńska-Żandarska 1970, Pasierbski 1973, Maksiak, Mróz 1978, Karczewski 1997, Dobracka, Piotrowski 2002).

Środkowa część Pojezierza Pomorskiego położona jest na przedpolu zewnętrznego (maksymalnego) ciągu moren czołowych fazy pomorskiej, gdzie wysoczyznę morenową (faza leszczyńsko-poznańska) wschodniej części Pojezierza Szczecińskiego i północno-zachodniej części Pojezierza Krajeńskiego rozcina środkowa część Doliny Gwdy.

### **Budowa tektoniczna podłoża przedneogeńskiego**

W północno-zachodniej Polsce graniczą ze sobą wielkie jednostki geotektoniczne Europy: platforma paleozoiczna Europy Zachodniej, strefa szwu trans-europejskiego (TESZ – Trans-European Suture Zone) i prekambryjski kraton wschodnioeuropejski. Polski odcinek TESZ nazywany jest strefą Teisseyre’a-Tornquista (Guterch i in. 1999, Guterch, Grad 2006).

Ruchy tektoniczne u schyłku epoki waryscyjskiej spowodowały utworzenie dyslokacji (Pożarski, Karnkowski 1992), co doprowadziło do rozwoju tektoniki

blokowej o amplitudzie przemieszczeń 100–1000 m. Epejrogeniczne przemieszczenia bloków w późnym permie ułatwiły założenie bruzdy śródpolskiej o rozciągłości NW-SE, leżącej dokładnie nad szwem trans-europejskim w podłożu. Wzmocniona subsydencja osadów mezozoiku w bruzdzie zakończyła się przed eocenem środkowym (ruchy laramijskie) inwersją rzeźby, przekształcając się w wał śródpolski obrzeżony niecką szczecińską od południowego zachodu i niecką pomorską od północnego wschodu. Północnym segmentem wału śródpolskiego jest jednostka tektoniczna drugiej rangi, typu nałożonego lub inwersyjnego – wał pomorski. Ważną rolę w rozwoju i ostatecznym jego ukształtowaniu odegrały wgłębne uskoki i strefy uskokowe dzielące go na bloki (Czaplinka, Więcborka i Piły) oraz antykliny solne i niesolne. Deformacje te na obszarze badań mają przebieg subrównoleżnikowy (WNW-ESE) i południkowy (NNE-SSW) (Dadlez 1980, Dadlez 1997, Dadlez i in. 1998).

Również badania współczesnych naprężeń tektonicznych w Europie Środkowej wskazują, iż strefa Teisseyre’a-Tornquista stanowi obszar największego gradientu reologicznego. Procesy te powodują, że w Polsce północno-zachodniej dochodzi do przenikania się wpływów naprężeń tektonicznych o kierunku NW-SE i południkowym (Jarosiński i in. 2002, Jarosiński 2005).

Autor w celu wykazania, czy kontakty i/lub dyslokacje w kompleksie cechsztyńsko-mezozoicznym miały/mają wpływ na kształtowanie morfologii podłoża czwartorzędowego i młodoglacjalnych procesów morfogenetycznych (Graniczny 1989, Piątkowska 2003) zestawiał szkic tektoniczny środkowej części Po-

\* e-mail: chybiorz@us.edu.pl

jeziora Pomorskiego, który uzupełnił o liniowe elementy geofizyczne i satelitarne opracowane przez Granicznego i in. (1995). Ich rozmieszczenie potwierdza, że na obszarze badań występują dwa wyraźne kierunki strukturalno-geologiczne: subrównoleżnikowy (WNW-ESE) i południkowy (NNE-SSW i NNW-SSE).

## Budowa geologiczna i ukształtowanie powierzchni podplejstoczeńskiej

Na powierzchni podplejstoczeńskiej występują utwory paleogenu (oligocenu) i neogenu (miocenu i pliocenu) (Maksiak, Mróz 1978, Dobracka, Piotrowski 2002). Powierzchnia podplejstoczeńska położona jest na wysokości od 20 do 80 m n.p.m., a średnia wysokość bezwzględna wynosi 45,3 m n.p.m. Najniższe położone elementy powierzchni podplejstoczeńskiej występują w dolinach (obniżeniach, depresjach) rozcinających wysoczyznę – dolinie głównej i dolinach bocznych (zachodniej i wschodniej). Ich dna położone są na wysokości 20–40 m n.p.m.

W rejonie Szwecji dolina główna łączy się z głęboką depresją położoną na zachód od współczesnej doliny rzeki Piławy. Dno depresji, leżące pod obniżeniem jeziora Zdbiczno i południowym odcinkiem rzeki Dobrzyca, sięga osadów oligocenu.

Analiza materiałów kartograficznych (Ostaficzuk 1995, Ludwig 2001) wskazuje, że południkowo zorientowana depresja nawiązuje do tak samo ukierunkowanego, aktywnego w miocenie rowu tektonicznego Łubowo–Machliny–Wałcz (Ciuk, Piwocki 1990). Natomiast zachodnia dolina boczna nawiązuje do przebiegu odnogi tego rowu, która zorientowana jest równoleżnikowo. Również równoleżnikowo, ale już na wschód od zachodniej doliny bocznej, przebiega dolny odcinek wschodniej doliny bocznej między Lędyczkiem na wschodzie i Okonkiem na zachodzie. Począwszy od oligocenu obszar położony na południe od dolin bocznych był w miarę stabilny, a pozostały obniżany. Największe obniżenia, ponad 100 m, znajdują się na północ od granicy pomiędzy wałem pomorskim i niecką pomorską, w rejonie miejscowości Żółtnica-Czarne na południu i Gwda Wielka na północy oraz w depresji górnej Parsęty.

## Wyniki i dyskusja

W świetle przeprowadzonych badań możliwe jest przedstawienie następujących wniosków dotyczących wpływu budowy geologicznej i ukształtowania podłoża plejstocenu na morfogenezę glacialną i postglacialną środkowej części Pojezierza Pomorskiego:

1) Z równoleżnikowym kierunkiem „mezozoicznym”, zgodnym z biegiem wału pomorskiego

(WNW-ESE), pokrywają się w obrębie Pojezierza Szczecineckiego osie dłuższe form wypukłych – moreny Okonka w strefie „Chwalimie” (Chybiorz 2007). W Dolinie Gwdy kierunek „mezozoiczny” przyjmują odcinki dolin rzek Gnilec, Biała i Czernica oraz rynna Debrzynki i odcinek rynny Ptusza–Tarnówka. Na Pojezierzu Krajeńskim tak samo ukierunkowana jest rynna Jeziora Zaleskiego w rejonie Złotowa.

2) Z południkowym kierunkiem „mezozoicznym”, prostopadłym do biegu wału pomorskiego (NNE-SSW), pokrywają się w obrębie Pojezierza Szczecineckiego odcinki rynny Piławy i Płytnicy, południkowy odcinek koryta rzeki Czarnej i oz Pniewa, a w Dolinie Gwdy – rynny Zbiornika Jastrowskiego i Grudniańskiego, krawędzie sandru Gwdy między Lędyczkiem a Tarnówką oraz odcinki koryta rzeki Czernica i jej prawobrzeżnego dopływu Biała.

3) Równoleżnikowy i południkowy kierunek „mezozoiczny” krzyżuje się w Lędyczku (Dolina Gwdy) z strefą uskoku Szczecinek–Lędyczek o orientacji NNW-SSE (Binder, Sikorski 1992), wyznaczając wyraźny węzeł hydrograficzny. Kierunek ten dominuje też w przebiegu odcinków rynien subglacialnych Piławy, Płytnicy i Glinki oraz opisuje postglacialne dolinki zawieszane nacinające południowo-wschodnie obrzeża strefy „Poligon” (Chybiorz 2007).

4) Kierunek prostopadły (WSW-ENE) do kierunku transgresji ostatniego lądolodu skandynawskiego w centralnej części Pomorza, nawiązujący do przebiegu kontaktów i dyslokacji w Bloku Więcborka, mają osie dłuższe dużych form wklęsłych w centralnej części Pojezierza Krajeńskiego. Tak zorientowana jest m.in. rynna Górzna i dolina marginalna funkcjonująca na przedpolu moren południowoczluchowskich (subfaza północno-krajeńska) oraz doliny marginalne położone na przedpolu i zapleczu moren charzykowsko-gwieździńskich tej samej subfazy. Na Pojezierzu Szczecineckim podobnie ukierunkowana jest oś morfologiczna moreny Okonka w międzyrzeczu Piławy-Płytnicy i najbardziej zachodniej części strefy „Poligon” (Chybiorz 2007).

Kierunek WSW-ENE nawiązuje do przebiegu domniemanej głównej strefy zrzutowo-przesuwczej Choszczno-Szczecinek, która według Dadleza (1997) rejestrowana jest przez lewoskrętne przesunięcia antyklin solnych na obu skłonach wału śródpolskiego.

5) Dolina marginalna, funkcjonująca na przedpolu moren południowoczluchowskich i odprowadzająca wody roztopowe w kierunku zachodnim, znajduje kontynuację na Pojezierzu Szczecineckim (Ost 1932). Rozwój ostatniego odcinka doliny marginalnej, jak również zachodni kierunek odwodnienia w dolnym plejstocenie i w początko-

wej części środkowego plejstocenu (złodowacenia południowopolskie), był predysponowany uaktywnieniem subrównoleżnikowo zorientowanej odnogi mioceńskiego rowu tektonicznego Łubowo–Machliny–Wałcz o przebiegu południkowym. Do przebiegu osi dłuższej rowu (SSW–NNE), a także kierunku transgresji ostatniego lądolodu skandynawskiego (NNW–SSE) nawiązują rynnny subglacialne modyfikujące szlak sandrowy Piławy, którym odpływały wody roztopowe z linii wewnętrznego (głównego) ciągu moren czołowych fazy pomorskiej.

- 6) Tak samo ukierunkowany jest środkowy odcinek Doliny Gwdy, uformowany podczas starszych faz złodowacenia północnopolskiego, który również wykorzystaly wody lodowcowe odpływające z linii wewnętrznego ciągu moren czołowych fazy pomorskiej na odcinku między Wierzchowem a Miastkiem. Jego położenie bezpośrednio na wschód od doliny kopalnej usytuowanej w powierzchni podczwartorzędowej i zgodność z przebiegiem uskoków w kompleksie cechsztyńsko-mezozoicznym (NNW–SSE, SSW–NNE) wskazuje na wpływ tendencji neotektonicznych na reorganizację (przemieszczanie się w kierunku wschodnim) sieci dolinnej w plejstocenie.
- 7) Ścisły związek sieci dolinno-rzecznej ze strukturami kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego pozwala zgodzić się z poglądami Marksa (1984) sformułowanymi dla zachodniej części Pojezierza Mazurskiego i przyjąć, że również w środkowej części Pojezierza Pomorskiego funkcjonowały od początku złodowaceń środkowopolskich strefy lądolodu predysponowane ruchami skorupy ziemskiej do utworzenia spękań, w których najpierw odbywał się przepływ subglacialny (rynnowy), a później coraz intensywniejszy przepływ sandrowy.

## Literatura

- Binder I., Sikorski B. 1992. Dokumentacja geologiczna złoża ropy naftowej Brzozówka. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., nr arch. 709/92.
- Chybiorz R. 2007. Późnoplejstocenijska i wczesnoholocenijska ewolucja sieci dolinnej międzyrzecza Płytnicy–Gwdy (Pojezierze Pomorskie). Praca doktorska. Archiwum Wydziału Nauk o Ziemi w Sosnowcu.
- Ciuk E., Piwocki M. 1990. Mapa złóż węgla brunatnych i perspektywy ich występowania w Polsce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R. 1980. Tektonika wału pomorskiego. Kwart. Geol., 24 (4): 741–768.
- Dadlez R. 1997. Ogólne rysy bruzdy środkowopolskiej. [W:] S. Marek, M. Pajchłowa (red.), Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Pr. Państw. Inst. Geol., 153: 410–414.
- Dadlez R., Iwanow A., Leszczyński K., Marek S. 1998. Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim (1:500 000). Wyd. Kart. PAE, Warszawa.
- Dobrcka E., Piotrowski A. 2002. Budowa geologiczna i rzeźba powierzchni podczwartorzędowej. [W:] R. Dobracki, J. Lewandowski, T. Zieliński (red.), Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty – IX Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Państw. Inst. Geol. Oddział Pomorski, Szczecin, Uniwersytet Śląski Wydział Nauk o Ziemi, Sosnowiec, s. 85–92.
- Graniczny M. 1989. Fotolineamenty i ich znaczenie geologiczne. Instr. Met. Bad. Geol., 50: 1–72.
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R. 1995. Sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skali 1: 200 000 i 1: 500 000, na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć grawimetrycznych i teledetekcyjnych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., nr arch. 117/96.
- Guterch A., Grad M., Thybo H., Keller R., POLONAISE Working Group, 1999. POLONAISE'97 – international seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland. Tectonophysics, 314: 101–121.
- Guterch A., Grad M. 2006. Lithospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic experiments. Geol. Quart., 50 (1): 23–32.
- Jarosiński M. 2005. Ongoing tectonic reactivation of the Outer Carpatians and its impact on the foreland: Results of borehole breakout measurements in Poland. Tectonophysics, 410: 189–216.
- Jarosiński M., Poprawa P., Beekman F. 2002. Reologiczny model litosfery w strefie szwu transeuropejskiego (TESZ) wzdłuż profilu sejsmicznego LT-7 (NW Polska–SE Niemcy). Przegl. Geol., 50: 1073–1081.
- Karczewski A. 1997. Geomorfologia i rozwój rzeźby przedpola fazy pomorskiej w północnym sąsiedztwie jeziora Pile. [W:] E. Bukowska-Jania, M. Pulina (red.), Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa. PWN, Warszawa, s. 69–74.
- Kopczyńska-Żandarska K. 1970. Ukształtowanie i geneza powierzchni podłoża osadów czwartorzędowych północno-zachodniego Pomorza. Acta Geol. Pol., 20 (3): 539–555.
- Kowalska A. 1960. Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry. Prace Geogr. IG PAN, 21: 1–75.
- Ludwig A.O. 2001. Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (map 1). Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, Kleinmachow, 8/1: 5–12.

- Maksiak S., Mróz W.J., 1978. Czwartorzęd środkowej części Pojezierza Pomorskiego. Z badań czwartorzędu w Polsce, 19, 300: 97–152.
- Marks L. 1984. Zasięg lądolodu zlodowacenia bałtyckiego w rejonie Dąbrówna i Uzdowa (zachodnia część Pojezierza Mazurskiego). Biul. Inst. Geol., 28: 133–175.
- Ost H.G. 1932. Morphologische Studien im Dragee- und Küddowgebiet. Abh. Ber. Grenz. Ges. Erf. Pfl. Heimat (E.V.), VII. Jg. Schneidemühl: 3–68.
- Ostaficzuk S. 1995. Impact of Poland's geological structure on neogeodynamics. Tech. Poszuk. Geol., 34 (3): 79–106.
- Pasierbski M. 1973. Przebieg deglacji i formy terenu północnej części Wysoczyzny Krajeńskiej. St. Soc. Sc. Toruń, Sec. C, 8, 1: 1–100.
- Piątkowska A. 2003. Cechsztyńsko-mezozoiczny kompleks strukturalny Kujaw w świetle cyfrowej analizy danych teledetekcyjnych. Instr. Met., Bad. Geol., 57: 1–39.
- Požaryski W., Karnkowski P. (red.), 1992. Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej w skali 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Roszkó L. 1968. Recesja ostatniego lądolodu na terenie Polski. [W:] R. Galon (red.), Ostatnie zlodowacenia skandynawskie w Polsce. Prace Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagosp. PAN, 74: 65–95.