

Podłoże czwartorzędu i morfogeneza sieci dolinnej Wysoczyzny Puckiej

Katarzyna Jereczek-Korzeniewska*

Uniwersytet Gdański, Katedra Hydrologii, ul. Dmowskiego 16a, 80-264 Gdańsk

Objęty badaniami obszar, określany mianem Wysoczyzny Puckiej, stanowi wschodnią część Pobrzeża Kaszubskiego (315.51), wchodzącego w skład makroregionu Pobrzeże Gdańskie (315.5) (Kondracki 2002) (ryc. 1).

Wysoczyzna Pucka, zwana także Kępą Pucką, to jedna z największych kęp Pobrzeża Kaszubskiego, terenu o cechach krajobrazu młodoglacjalnego. Charakterystyczne dla tego obszaru jest występowanie izolowanych płatów wysoczyznowych (kęp), porozielenych obniżeniami pradolinowymi. Zróżnicowanie wysokości bezwzględnych, a także wyrazistość form są wypadkową wielu procesów, których działanie łączy się z morfotwórczą pracą lądolodów plejstoceniowych (egzaracyjną oraz akumulacyjną) i ich wód roztopowych.

Miąższość osadów czwartorzędowych, występujących w rejonie doliny Gizdepki, waha się od 40 m w jej części wschodniej do 95–100 m w części zachodniej (Nosewicz 1995). Takie różnice w miąższości czwartorzędu wynikają głównie z ukształtowania powierzchni jego podłoża (Jereczek-Korzeniewska, Olszak, w druku). Na podstawie dokumentacji przedstawionej przez Skompskiego (2001, 2002) oraz Pikies (2000) deniwelacje osadów podłoża czwartorzędu na badanym obszarze osiągają wartości podobne do tych, które obserwuje się we współczesnej rzeźbie powierzchni terenu. Spąg czwartorzędu najniżej zalega w rejonie Pradoliny Płutnicy (80–100 m p.p.m.) oraz w rejonie Gizdepki (40–60 m p.p.m.) (Pikies 2000) (ryc. 2).

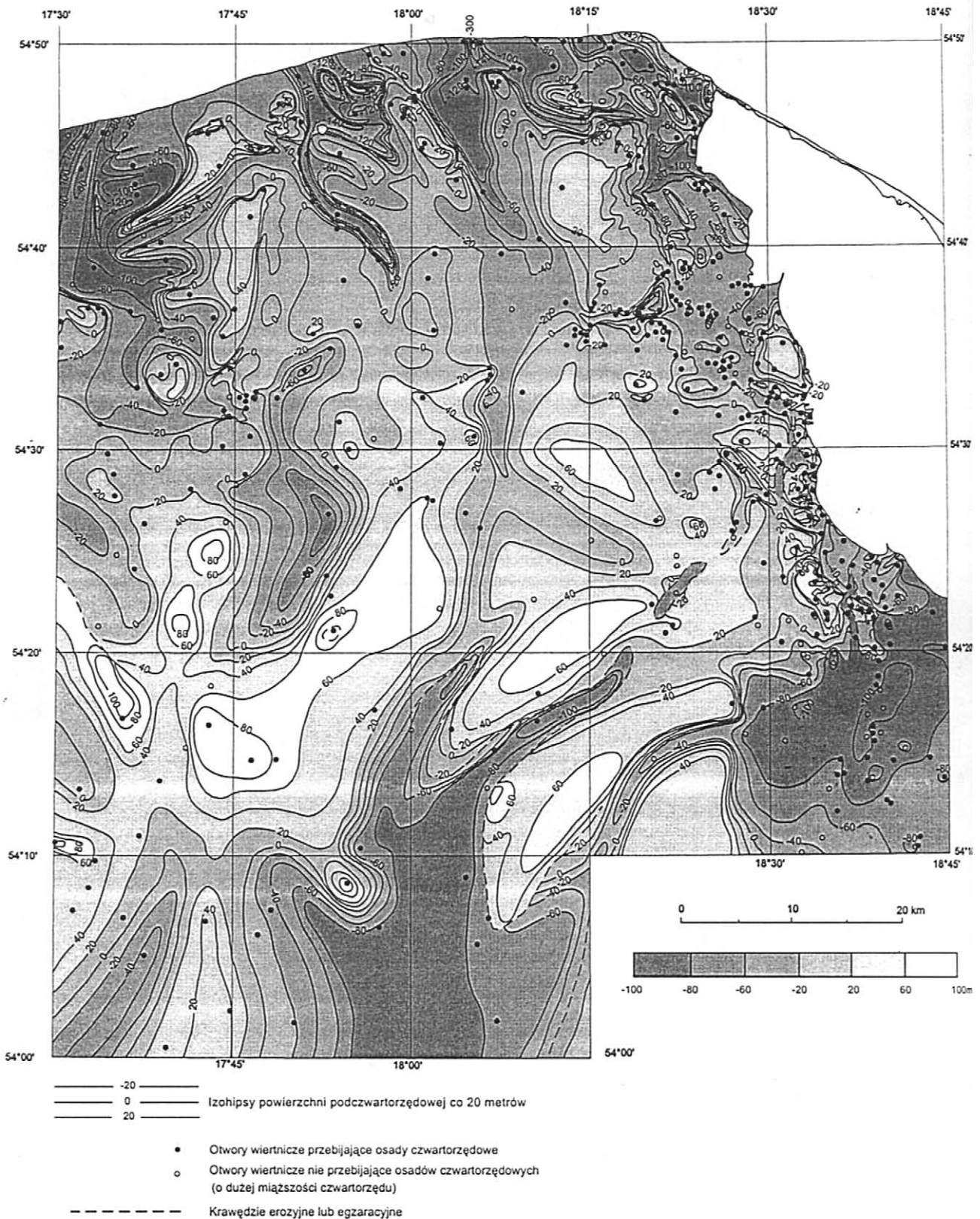
Te maksymalne obniżenia powierzchni podczwartorzędowej zlokalizowane są w dnie wydłużonych obniżeniami o kierunku równoleżnikowym i pokry-

wają się z przebiegiem rynien. Powstały jako doliny fluwalne (koniec neogenu albo dolny plejstocen) i jednocześnie zostały przegłębione (początkowo glacialnie i fluwioglacjalnie) przez pierwsze lądolody plejstoceniowe (Pikies 2000). Dowodem na to jest m.in. fakt występowania w tych obniżeniach osadów zlodowacenia narwi i nidy (Pikies 2000). Najprawdopodobniej w tych miejscach formy negatywne uległy odmłodzeniu podczas trwania plejstocenu (młodsze piętra) aż po najmłodszy stadiał ostatniego zlodowacenia. Takie odnawianie się obniżeniami zgodne z określonym kierunkiem związane jest z aktywnością tektoniczną uskoku, wzdłuż których zostały założone



Ryc. 1. Położenie Wysoczyzny Puckiej według podziału Kondrackiego (2002)

* e-mail: geokjk@univ.gda.pl



Ryc. 2. Fragment mapy rzeźby powierzchni podczwartorzędowej (Pikies 2000)

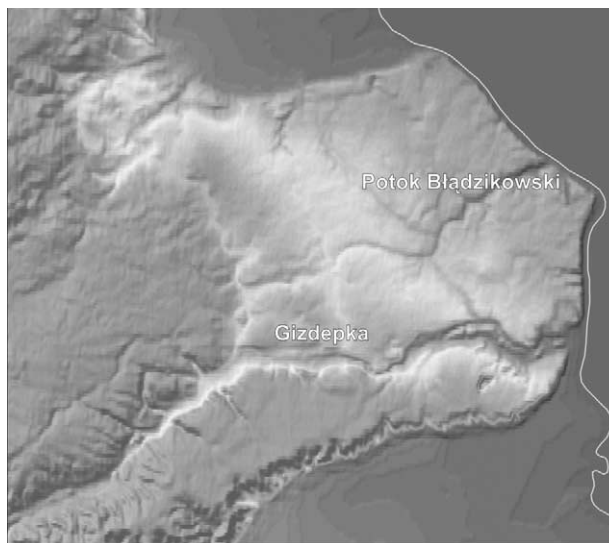
formy negatywne. Nacisk kolejnych nasuwających się lądolodów uaktywniał strefy uskokowe podłoża, a z postępującą deglacją obszaru poszczególne zręby wypiętrzały się izostatycznie z różną prędkością. W rezultacie doszło do odnowienia znacznych deniwe-

lacji. Związki rzeźby z tektoniką podłoża i jego ruchami w plejstocenie na obszarze środkowego i zachodniego Pomorza udokumentowali inni autorzy, którzy zaobserwowali podobne zależności (Dobraczka, Piotrowski 2002, Kurzawa 2000, 2004).

Powierzchnia badanego terenu zbudowanego z glin zwałowych ostatniego zlodowacenia położona jest na wysokości około 100–110 m n.p.m. i opada stromymi zboczami ku pradolinom – Redy (południowa granica) i Płutnicy (na północy), od strony Zalewu Puckiego tworzy klify – Osłoniński i Pucki (ryc. 3).

Formy rzeźby polodowcowej wraz z budującymi je osadami wiąże się z najmłodszymi fazami zlodowacenia wisły. Rzeźba powierzchni Wysoczyzny Puckiej urozmaicona jest rozcięciami dolinnymi, z których dwa największe zostały utworzone przez Gizdepkę i Potok Bładzikowski, a współcześnie przez oba cieki wykorzystane. Rozwój sieci dolinnej u schyłku ostatniego zlodowacenia związany był z procesami zachodzącymi w czasie deglacjacji, a po deglacjacji – w holocenie – uwarunkowany był zmianami bazy erozyjnej. Jednak ostatnio coraz większą rolę w kształtowaniu rzeźby tego terenu przypisuje się również uwarunkowaniom tektonicznym.

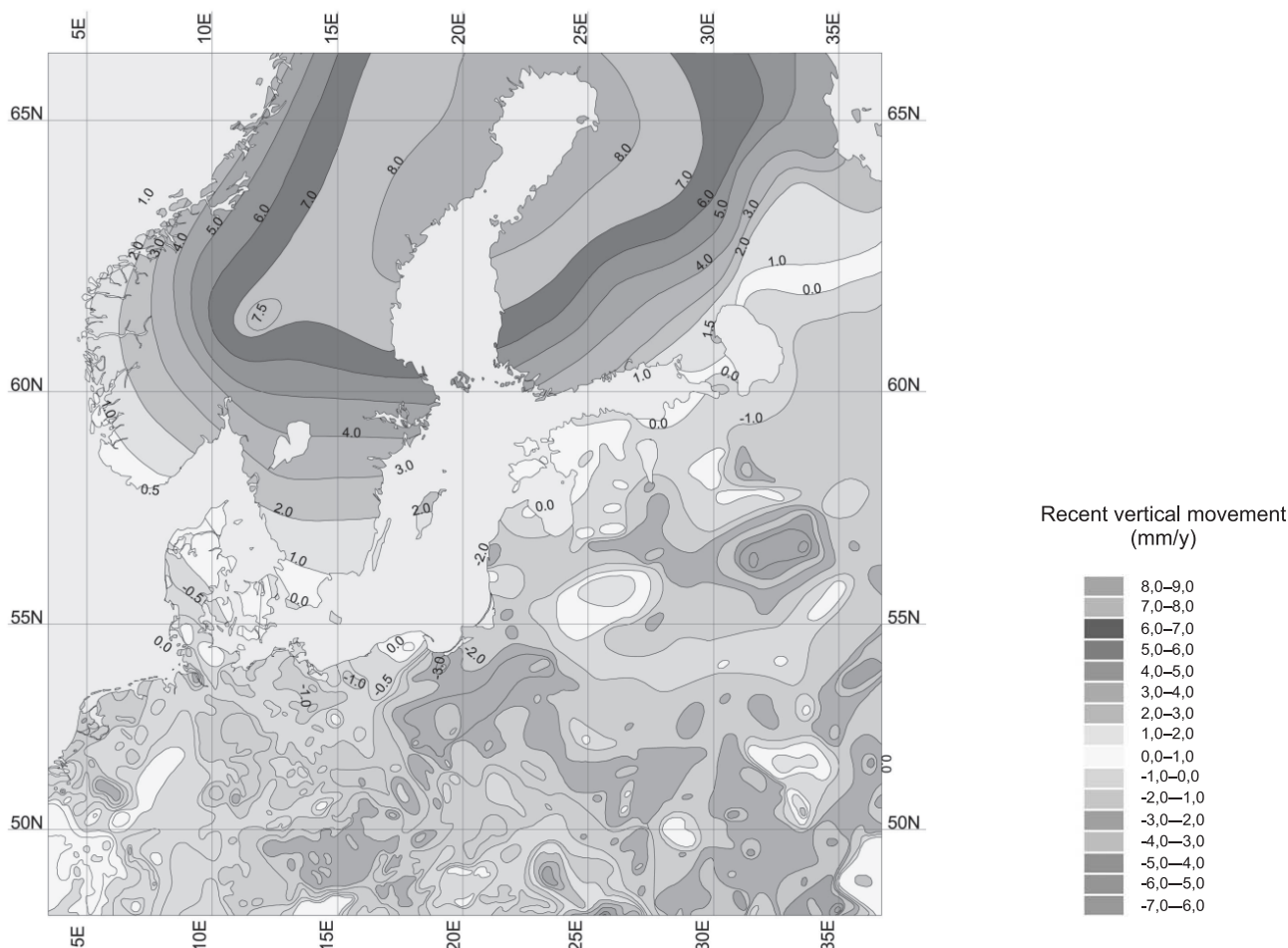
Otwartym pytaniem pozostaje wpływ na rozwój rzeźby ruchów neotektonicznych, występujących po zakończeniu procesów przebudowy glacjiostatycznej. Według mapy współczesnych ruchów pionowych powierzchni ziemi (Wyrzykowski 1985) obszar Wysoczyzny Puckiej jest stabilny, przejawiając nieznacz-



Ryc. 3. Ukształtowanie powierzchni obszaru badań

ne ruchy pozytywne (do ok. 0,5 mm/rok). Jeżeli teren badań przez większość holocenu nie przejawiał większych ruchów geotektonicznych, rozwój rzeźby należy wiązać ze zmianami bazy erozyjnej (ryc. 4).

W czasie zlodowacenia i deglacjacji powstały rynny subglacialne oraz obniżenia dolinne, związane ze

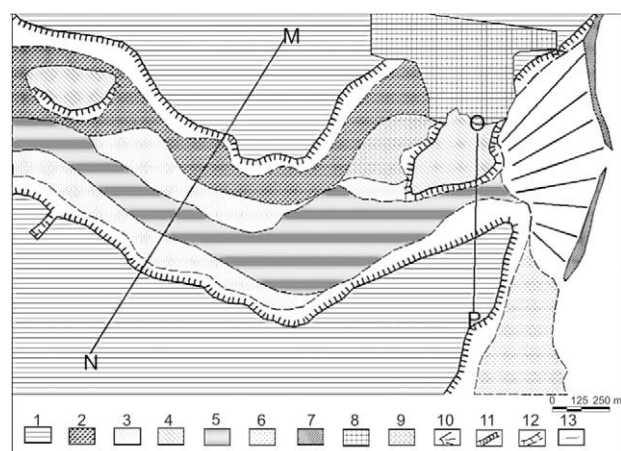


Ryc. 4. Pionowe ruchy powierzchni Europy (Wyrzykowski 1985)

szlakiem odpływu wód, które wypływały z zamierającego i topniejącego lądolodu zalegającego na powierzchni wysoczyzn. Wody, spływając do przebiegających równoleżnikowo obniżień, kierowały się na południe do najlepiej wykształconych, najgłębszych i najszerszych rynien. Rynny te wykorzystywane są obecnie przez spływające do Zatoki Puckiej współczesne cieki – Potok Bładzikowski i Gizdepkę. Podczas deglacjacji terenu we wspomnianych rynnach zalegały bryły martwego lodu, które uniemożliwiały odpływ wód na wschód. Wykształcił się nowy kierunek odpływu, na południowy-zachód, do Pradoliny Redy–Łeby. Początkowo odpływ wód odbywał się po powierzchni brył martwego lodu, a podczas wytapiania doszło także do rozcięcia przewężeń rynny, skutkujących powstaniem charakterystycznych odcinków przelomowych. Dzisiejsze rozszerzenia dolinne, przyjmujące kształt form basenowych, są śladami po wytapiających się bryłach lodu, w których tworzyły się niewielkie zastoiska (Jereczek-Korzeniewska, Olszak 2007).

W końcowym etapie wytapiania i po wytopieniu się brył martwego lodu zachodziły intensywne procesy erozji. W okresie preborealnym obszar Zalewu Puckiego pokrywały torfowiska (Kramarska i in. 1995), zaś baza erozyjna związana z poziomem ówczesnego Bałtyku (morze yoldiowe) położona była ok. 50 m poniżej dzisiejszego poziomu morza. W okresie tym najprawdopodobniej doszło do znacznego (przekształcenia) pogłębienia dolin Gizdeпки i Potoku Bładzikowskiego, a wielkie ilości materiału piaszczystego zostały zakumulowane na terenie obecnego Zalewu Puckiego (wówczas lokalna baza erozyjna) lub też wyniesione dalej do Zatoki Gdańskiej (końcowa baza erozyjna) (ryc. 5).

W okresach borealnym i atlantyckim, na skutek podnoszenia się poziomu Bałtyku, procesy erozyjne słabły, a materiał piaszczysty transportowany przez potoki deponowany był w strefie brzegowej jeziora



Ryc. 5. Rzeźba dolnego odcinka doliny Gizdeпки
 1 – wysoczyzna morenowa; 2 – terasa kemowa; 3 – terasa rzeczna; 4 – kemy; 5 – dno doliny; 6 – plaża; 7 – wały brzegowe; 8 – teren zabudowany; 9 – zastoisko; 10 – stożek napływowy; 11 – wąwozy; 12 – krawędzie; 13 – linie przekrojów

(jezior), które istniało w tym czasie w Jamie Rzucewskiej (Witkowski, Witak 1993, Kramarska i in. 1995; Uścińowicz, Miotk-Szpiganowicz 2003). W końcu okresu atlantyckiego, przy poziomie morza niższym ok. 3,0–2,5 m od dzisiejszego, jeziora zajmujące wówczas dzisiejszy obszar Zalewu Puckiego przekształcone zostały w słonawowodną lagunę — zalew przypominający już kształtem dzisiejszy Zalew Pucki (Uścińowicz i in. 2007). W okresach subborealnym i subatlantyckim, przy powolnym wzroście poziomu wód Bałtyku, erozja w dolinach Gizdeпки i Potoku Bładzikowskiego słabła, zaś osady transportowane przez te cieki deponowane były w strefie brzegowej Zalewu Puckiego.

Literatura

- 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. VII Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Oddz. Pomorski PIG, Wydz. NoZ UŚ, Szczecin–Sosnowiec, s. 85–92.
- Jereczek-Korzeniewska K., Olszak I. 2007. Geomorfologia wschodniej części Kępy Puckiej. [W:] W. Florek (red.), Geologia i Geomorfologia Pobrzeża i Południowego Bałtyku, 7, Akademia Pomorska w Słupsku, Słupsk, s. 303–311.
- Jereczek-Korzeniewska K., Olszak I., w druku. Morfologia i geneza doliny Gizdeпки.
- Kondracki J. 2002. Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa.
- Kramarska R., Uścińowicz Sz., Zachowicz J. 1995. Origin and evolution of the Puck Lagoon. Journal of Coastal Research, Special Issue, 22: 187–191.
- Kurzawa M. 2000. Pionowe ruchy jako czynnik różnicujący pokrywę plejstocенską północno-zachodniej Polski. [W:] Sz. Uścińowicz, J. Zachowicz (red.), Stratygrafia czwartorzędu i zanik lądolodu na Pojezierzu Kaszubskim. VII Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Oddział Geologii Morza PIG, Gdańsk, s. 14–15.
- Kurzawa M. 2004. Zapis ruchów neotektonicznych w osadach plejstocenu północno-zachodniej Polski. Biuletyn PIG, 407: 29–88.
- Nosewicz B. 1995. Czwartorzęd wschodniej części Kępy Puckiej. Maszynopis pracy magisterskiej. Archiwum KGiGCz UG.
- Pikies R. 2000. Podłoże czwartorzędu w rejonie Pojezierza Kaszubskiego. [W:] Sz. Uścińowicz, J. Zachowicz (red.), Stratygrafia czwartorzędu i zanik lądolodu na Pojezierzu Kaszubskim. VII Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Oddział Geologii Morza PIG, Gdańsk, s. 65–69.

- Skompski S. 2001. Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Arkusz Puck. PIG, Warszawa.
- Skompski S. 2002. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz Puck. PIG, Warszawa.
- Uścińowicz Sz., Miotk-Szpiganowicz G. 2003. Holocene Shoreline Migration in the Puck Lagoon (Southern Baltic Sea) based on the Rzucewo Headland case study. *Landform Analysis*, 4: 81–95.
- Uścińowicz Sz., Zachowicz J., Miotk-Szpiganowicz G., Witkowski A. 2007. Southern Baltic sea-level oscillations: New radiocarbon, pollen and diatom proof of the Puck Lagoon. [W:] J. Harff, W.W. Hay, D.M. Tetzlaff (red.), *Coastline changes: Interrelation of climate and geological processes* Geological Society of America, Special Paper, 426: 1–16.
- Witkowski A., Witak M. 1993. Budowa geologiczna dna Zatoki. [W:] K. Korzeniewski (red.), *Zatoka Pucka*. Instytut Oceanografii Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, s. 309–315.
- Wyrzykowski T. 1985. Map of the recent vertical movements of the surface of the Earth crust on the territory of Poland, 1:2 500 000. Instytut Geodezji i Kartografii, Warszawa.