

## Budowa geologiczna i glaci tektonika klifu orłowskiego w Gdyni

Dorota Kaulbarsz\*



**Geology and glaci tectonics of the Orłowo Cliff in Gdynia, northern Poland.** *Prz. Geol.*, 53: 572–581.

*Summary.* The Orłowo Cliff is built of glacial and fluvioglacial deposits, Middle Polish Glaciations (possibly Odranian and Warthanian) and Vistulian Glaciation. Deposits are heavily deformed glaci tectonically. In the northern part of the cliff, Miocene sediments are exposed. It is possible, that the Miocene sediments were dislocated from their primary position. There were observed overthrusts and intermingling with Pleistocene material in the lower part of the exposure. The Orłowo Headland is built of glacial tills. It is probably a part of fold, similar in pattern to the structure of overthrust folds present in silty-sandy-grained deposits in the southern part of the cliff. Apart from folds and overthrusts there are many faults and the boudinage.

Structural analysis of glaci tectonic deformations in conjunction with origin of deposits and stratigraphic research enabled the recognition of several stages of development of deformations. Two local directions of glaci tectonic transport were marked clearly: from the north-east, which was connected with glacier invasion in the Świecie Stadial of the Vistulian Glaciation, and direction from north-west (north north-west), related to the Main Stadial of the Vistulian Glaciation.

**Key words:** Orłowo Cliff, Baltic shore, glaci tectonic deformations, structural analysis, Odranian Glaciation, Warthanian Glaciation, Vistulian Glaciation, Świecie Stadial, Main Stadial

Klif orłowski znajduje się na zachodnim obrzeżeniu Zatoki Gdańskiej. Rozciąga się między 81,3 a 81,95 km wybrzeża (według kilometrażu polskiej linii brzegowej) i stanowi wschodnie zakończenie Kępy Redłowskiej (ryc. 1).

Klif orłowski był wielokrotnie badany w celu ustalenia budowy geologicznej oraz dynamiki strefy brzegowej (por. np.: Bohdziewicz, 1960; Pazdro, 1960; Mojski & Subotowicz, 1995; Pępek & Olszak, 1995; Subotowicz, 1982, 1997; Mielczarski, 2000; Zaleszkiewicz i in., 2000; Bogacka & Rudowski, 2001; Wicher, 2001). Do dziś trwają dyskusje nad stratyografią i genezą osadów odsłaniających się w klifie, co dotyczy głównie glin zwałowych oraz wysoko zalegających utworów neogenu (Mojski, 1979a, b; Pępek & Olszak, 1995; Zaleszkiewicz i in., 2000; Lisicki, 2003;). Zmieniały się również poglądy na temat deformacji. O istnieniu strefy intensywnych zaburzeń obejmujących osady plejstoceńskie w północnej części klifu orłowskiego wspominał już Pazdro (1960). Pazdro (1960) i Bohdziewicz (1960) sugerowali również, iż odsłaniające się w klifie orłowskim osady miocenne mogą stanowić krę glaci tektoniczną. Podobnie interpretowano wschodnie osadów miocennych znajdujące się dalej na północ, w klifach Kępy Swarzewskiej (Rudowski, 1965, 1972). Podkreślano również genetyczny związek występowania kęp na Pobrzeżu Kaszubskim z zaburzeniami podłoża (Bohdziewicz, 1960; Galon, 1972; Mojski, 1978). Późniejsze badania litologiczne i palinologiczne zdają się przeczyć występowaniu omawianych osadów neogeńskich jako wyniesionych z pierwotnego położenia (por. Marzec & Woźny, 1972; Kramarska, 2002).

Na badanym obszarze zachodzą procesy intensywnej abrazji (tempo cofania się klifu orłowskiego wynosi ok. 1 m/rok\*\* — Subotowicz, 1982; Mielczarski, 2000). Prowadzi to do powstawania wciąż nowych odsłoneń, które dostarczają nieznanych dotąd szczegółów budowy geologicznej. Jednocześnie odsłoneńca te stale podlegają niszczeniu, dlatego też wcześniejsze badania mają nieocenioną wartość interpretacyjną.

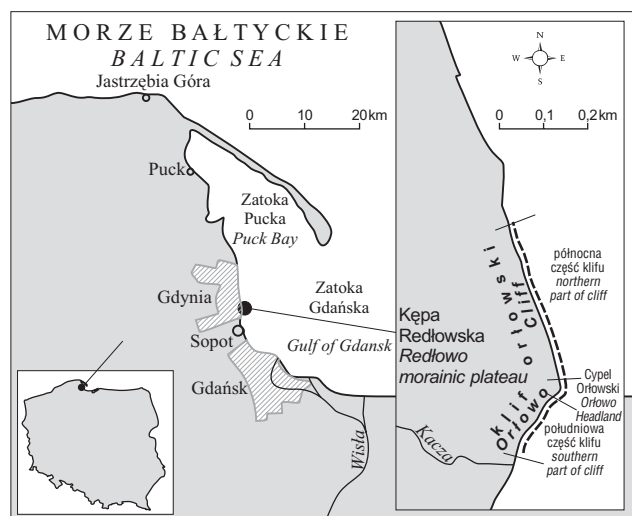
\*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk  
dorota.kaulbarsz@pgi.gov.pl

\*\*tempo niszczenia klifu orłowskiego jest zmienne zarówno w czasie, jak i przestrzeni

Celem prac prowadzonych w latach 2000–2002 było dalsze rozpoznanie budowy geologicznej klifu orłowskiego. Stan odsłoneń umożliwił wykonanie szczegółowej dokumentacji licznych struktur i mezostruktur o genezie glaci tektonicznej, obejmujących nie mał wszystkie osady odsłaniające się w klifie orłowskim. Po raz pierwszy została podjęta próba określenia rodzaju owych deformacji i ich względnego następstwa, przy wykorzystaniu metod analizy strukturalnej. Poruszono również zagadnienie genezy glin zwałowych.

### Metodyka badań

Badania terenowe polegały na rozpoznaniu litologii osadów oraz występujących w nich zaburzeń glaci tektonicznych. Zbadano 43 punkty dokumentacyjne, z czego część została udokumentowana materiałem zdjęciowym. Litologia osadów została określona na podstawie badań makroskopowych. W terenie pobrano 5 próbek glin zwałowych w celu określenia współczynników petrograficznych frakcji zwirowej (5–10 mm). Badania laboratoryjne były prowadzone zgodnie z metodyką podaną przez



Ryc. 1. Lokalizacja terenu badań  
Fig. 1. Location of the research area

**Tab. 1. Stratygrafia glin zwałowych klifu orłowskiego w świetle wyników badań petrograficznych frakcji żwirowej 5–10 mm, według różnych autorów**

Table 1. Glacial tills from the Orłowo Cliff stratigraphy against a background of results of petrographic research, by different authors

Gлина Till	Współczynniki petrograficzne <i>Petrographic coefficients</i>			Stratygrafia <i>Stratigraphy</i>		
	O/K	K/W	A/B	na podst. Masłowskiej i Michałowskiej, 1998	wg Lisickiego, 2003	Ryc. 2 wg autorki Fig. 2 by the author
B <sub>3</sub> (T5) I	N 1,13	1,06	0,83	stadiał środkowy (B <sub>2</sub> ) i górny (B <sub>3</sub> ) zlodowacenie wisły <i>Middle Stadial (B<sub>2</sub>) and Upper Stadial (B<sub>3</sub>) Vistulian Glaciation</i>	stadiał główny zlodowacenie wisły (B <sub>3</sub> ) <i>Main Stadial (B<sub>3</sub>) Vistulian Glaciation</i>	stadiał główny (B <sub>3</sub> ) zlodowacenie wisły <i>main stadial (B<sub>3</sub>) Vistulian Glaciation</i>
	N 1,22	0,99	0,83			
	N 0,89	1,20	0,79			
	N 0,88	1,33	0,67			
B <sub>2</sub> (T3T4) II	N 1,80	0,60	1,40	stadiał dolny (B <sub>1</sub> ) zlodowacenie wisły <i>Lower Stadial (B<sub>1</sub>) Vistulian Glaciation</i>	stadiał młodszy (O <sub>2</sub> ) zlodowacenie krzyny (odry) <i>Younger Stadial (O<sub>2</sub>) Odranian Glaciation</i>	stadiał świecia (B <sub>2</sub> ) zlodowacenie wisły <i>Świecie Stadial (B<sub>2</sub>) Vistulian Glaciation</i>
	N 2,00	0,60	1,40			
	N 1,44	0,71	1,36			
	N 1,55	0,68	1,36			
	N 1,72	0,63	1,41			
	N 1,83	0,57	1,64			
	S 1,51	0,72	1,28			
W (T2) I	C 1,40	0,90	0,90	zlodowacenie warty <i>Warthanian Glaciation</i>		zlodowacenie warty <i>Warthanian Glaciation</i>
	C 1,40	0,70	1,40			
O? (T1) I-II	C 2,37	0,45	1,96	stadiał B <sub>1</sub> , zl. wisły <i>B<sub>1</sub> Stadial Vistulian Glaciation</i>	stadiał młodszy (N <sub>2</sub> ) zlodowacenie nidy <i>Younger Stadial (N<sub>2</sub>) Nida Glaciation</i>	zlodowacenie odry? <i>Odranian Glaciation?</i>
	C 1,62	0,66	1,36			
	S 1,15	1,03	0,82	stadiał B <sub>3</sub> , B <sub>2</sub> lub zl. warty <i>B<sub>3</sub>, B<sub>2</sub> Stadial Vistulian, Glaciation or Warthanian Glaciation</i>		

O?, W, B<sub>2</sub>, B<sub>3</sub> — poziomy glin prezentowane na Fig. 2; T1-T5 — poziomy glin wydzielone przez Gałązkę, Jarosińską i Zabielskiego (2001); I-II — typ petrograficzny dla glin rejonu gdańskiego (Masłowska & Michałowska, 1998); S — południowa strona klifu, C — cypel, N — północna strona klifu; białe pole — współczynniki petrograficzne (Zaleszkiewicz i in., 2000), jasne szare pole — współczynniki petrograficzne (Gałązka i in., 2001), ciemne szare pole — współczynniki petrograficzne wykonane przez autorkę.  
O?, W, B<sub>2</sub>, B<sub>3</sub> — till horizons shown on Fig. 2; T1-T5 — till horizons recognized by Gałązka, Jarosińska and Zabielski (2001), I-II — petrographical type of tills from the Gdańsk region (Masłowska & Michałowska, 1998); S — southern part of the cliff, C — head, N — northern part of the cliff; white fields — petrographical coefficients (Zaleszkiewicz et al., 2000), light grey fields — petrographical coefficients (Gałązka et al., 2001), dark grey fields — petrographical coefficients by the author

Marksa i Bera (1999). Dla glin zwałowych w pięciu stanowiskach wykonano pomiary azymutów oraz kąta nachylenia dłuższych osi głazików w celu określenia lokalnego kierunku transportu materiału w lodzie lodowcowym.

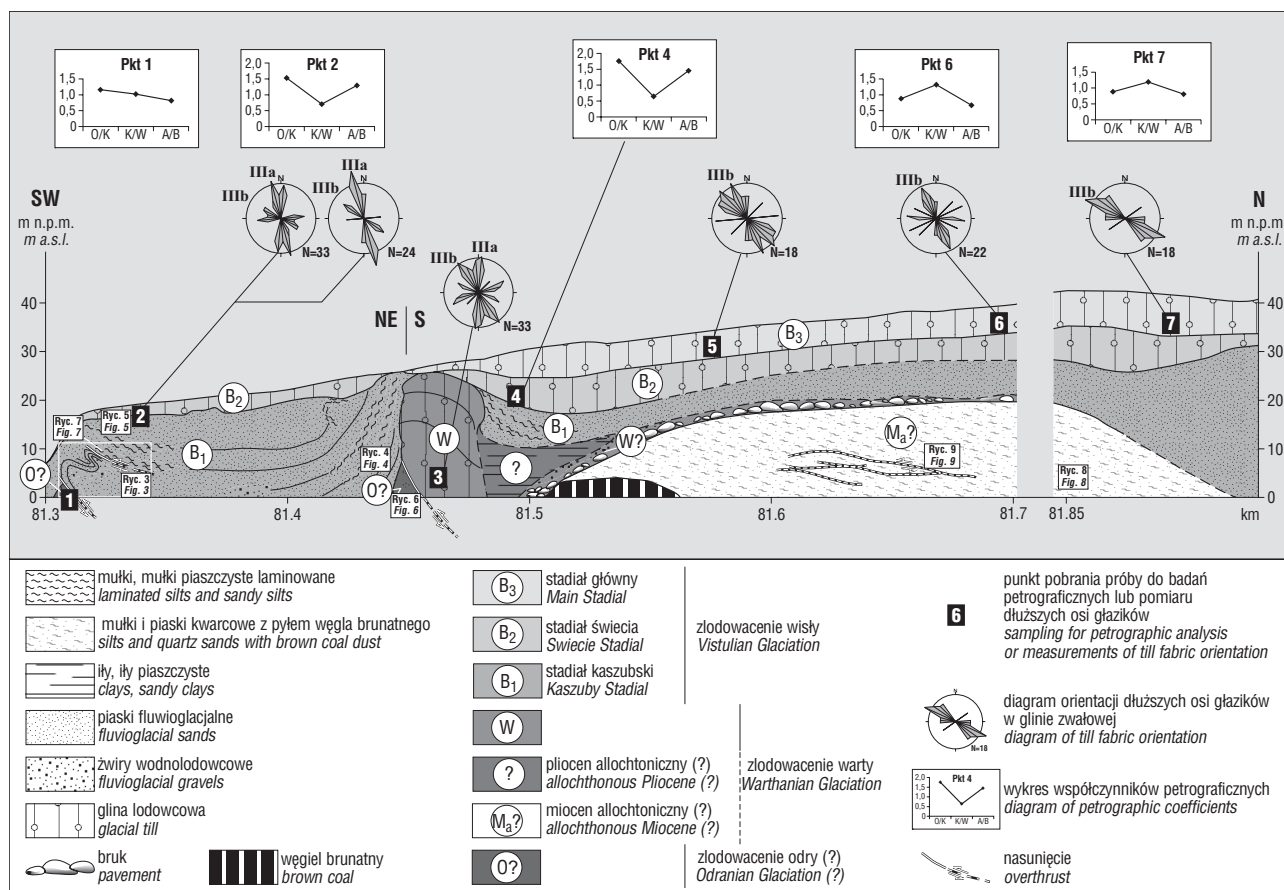
Pomiary warstw i struktur glacictektonicznych w osadach klifu orłowskiego oraz pomiary azymutu i nachylenia dłuższych osi głazików w glinach zwałowych prowadzono kompasem geologicznym MERIDIAN. Zarówno dla płaszczyzn, jak i elementów liniowych, stosowano zapis dwuczłonowy w postaci azymutów kierunków upadu i kątów upadu. Wyniki zostały opracowane programem komputerowym StereoNet. Przy opisie struktur glacictektonicznych korzystano z terminologii przyjętej przez Jaroszewskiego (1974) oraz Dadleza i Jaroszewskiego (1994). Płaszczyzny warstw i struktur glacictektonicznych były rzutowane na dolną półkulę przy użyciu siatki stereograficznej Lamberta-Schmidta. Liczba pomiarów dla poszczególnych stanowisk wynosiła od kilku do kilkudziesięciu. Wyniki pomiarów dla dłuższych osi głazików przedstawiono na diagramach rozetowych, stosując podział na 36 klas (ryc. 2). Mała liczebność próbek (18–33) była spowodowana trudnymi warunkami terenowymi — głównie wysokością i stromizną ścian klifu.

### Budowa geologiczna

Na podstawie charakterystycznych cech budowy klifu orłowskiego można podzielić na trzy części: część południową, cypel oraz część północną.

Część południowa to odcinek klifu pomiędzy doliną Kaczej a Cyplem Orłowskim (ryc. 1), zbudowany głównie z piasków, żwirów i mułków wodnolodowcowych oznaczonych jako (B<sub>1</sub><sup>\*</sup>) — ryc. 2. Pod koroną klifu występuje glina zwałowa (B<sub>2</sub>). W dolnej części klifu dominują osady piaszczysto-żwirowe (B<sub>1</sub>) z wkładkami gliniastymi. W ich południowej części występuje strefa intensywnych zaburzeń glacictektonicznych z przewagą deformacji o charakterze ciągłym (ryc. 3). Wśród opisanych osadów występują miejscami pakiety rdzawych, szarych, białych i brunatnych mułków piaszczystych i piasków bardzo drobnoziarnistych, drobno i poziomo warstwowanych. Warstewki mają grubość do kilku milimetrów. Miąższość pakietów dochodzi do ok. 1 m. Osady te są silnie zuskokowane, występują tu również nasunięcia. W bezpośrednim sąsiedztwie cypla warstwy stromieją (upady rzędu 70°) i nabierają cech struktur budinażowych (ryc. 4). Na długości ok. 81,37 km wybrzeża odsłania się ok. 2 m pakiet grubych żwirów z głazikami o średnicy do 7 cm. Na żwirach leżą mułki, piaski oraz drobne żwiry o warstwowaniu przekątnym. Warstwy mają upady od 10 do 28°. W górę profilu zaznacza się spadek zawartości frakcji grubszych a zwiększa się udział piasków i piasków z mułkami. Omawiane osady reprezen-

\*symbole w nawiasach odpowiadają symbolom stratygraficznym na ryc. 2, 9



Ryc. 2. Szkic geologiczny klifu orłowskiego  
Fig. 2. Geological sketch of the Orłowo Cliff

tują serię wodnolodowcową, wiązaną przez Mojskiego (1979a, b) ze stadiąłem kaszubskim zlodowacenia wiśły. Ich całkowita miąższość w klifie Kępy Redłowskiej (Mojski, 1979a) wynosi ok. 25 m.

Wiosną 2002 r., w południowej części u podnóża klifu odsłonił się niewielki pokład gliny lodowcowej, oznaczonej jako (O?) — ryc. 2, 3, lewy dolny róg. Jest to glina piaszczysta, wapienista, barwy brązowoszarezielonkawej. Leży ona niezgodnie w stosunku do występującej wyżej serii piaszczysto-żwirowej (B<sub>1</sub>). Pokład gliny zapada w kierunku SSW pod kątem ok. 60° i jest ścięty przez osady wodnolodowcowe (B<sub>1</sub>) budujące brzuszne skrzydło złuszkowanego fałdu, nachylone w kierunku N. Kontakt ten jest kontaktem tektonicznym (ryc. 3). Dla gliny (O?) wykonano uproszczoną analizę frakcji 5–10 mm i obliczono współczynniki petrograficzne (ryc. 2: pkt 1), które wynoszą: O/K — 1,15; K/W — 1,03; A/B — 0,82. Wartości te pozwalają zaliczyć glinę do pierwszego typu petrograficznego (o zbliżonym udziale okruchów skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych) wg podziału opracowanego dla glin zwałowych strefy brzegowej regionu gdańskiego (Masłowska & Michałowska, 1998). Glina ta może więc pochodzić ze starszego lub środkowego stadiąłu zlodowacenia wiśły, bądź też ze zlodowacenia warty (por. tab. 1). Pozycja występowania gliny sugeruje jednak jej równowiekowość z gliną budującą dolną łuskę w cyplu (zlodowacenie odry?).

W koronie klifu występuje jasnobrązowa glina piaszczysta (B<sub>2</sub>), miejscami szara, bardziej ilasta. W jej spągu wyraźnie zaznacza się struktura warstwowa w postaci cienkich wkładek iłów, mułków piaszczystych oraz szarej gliny.

Miąższość gliny waha się od 2 do 5 m. W części spągowej gliny zaobserwowano liczne zaburzenia typu fałdów i spękań w strefach nasunięć. Zdeformowane są również osady bezpośrednio podścielające glinę. Deformacje te powstały najprawdopodobniej w wyniku procesów glaciekttoniki subglacjalnej (por. Ruszczyńska-Szenajch, 1983). W nawiązaniu do genetycznego podziału glin lodowcowych (Ruszczyńska-Szenajch, 1998) omawianą glinę można określić jako glinę z odłożenia.

W pokładzie gliny szarej, miąższości ok. 2 m, wykonano badania petrograficzne frakcji żwirowej (ryc. 2: pkt 2). Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K — 1,51; K/W — 0,72; A/B — 1,28. Mieszczą się one w kryteriach przypisanych drugiemu typowi petrograficznemu glin (Masłowska & Michałowska, 1998) o znacznej przewodzie okruchów wapieni paleozoicznych nad okruchami skał krystalicznych. Wartości współczynników nawiązują do tych uzyskanych dla gliny występującej po północnej stronie cypla (por. ryc. 2: pkt 4), którą uznano (Zaleszkiewicz i in., 2000) za glinę stadiąłu świecia. Diagramy azymutów i nachylenia dłuższych osi gładzików (ryc. 2: pkt 2) wskazują na północny kierunek transportu, z lekkim odchyleniem na NNW\*. Kierunek ten różni się od kierunku uzyskanego dla najwyższej gliny zalegającej pod koroną klifu po północnej stronie cypla (ryc. 2: pkt 6, 7), uznanej (Zaleszkiewicz i in., 2000) za glinę stadiąłu głównego zlodowacenia wiśły.

\*widoczny na diagramach drugi kierunek ułożenia dłuższych osi — prostopadły do kierunku ruchu lądolodu — jest prawdopodobnie efektem rotacyjnego przemieszczania materiału (Rühle, 1973)

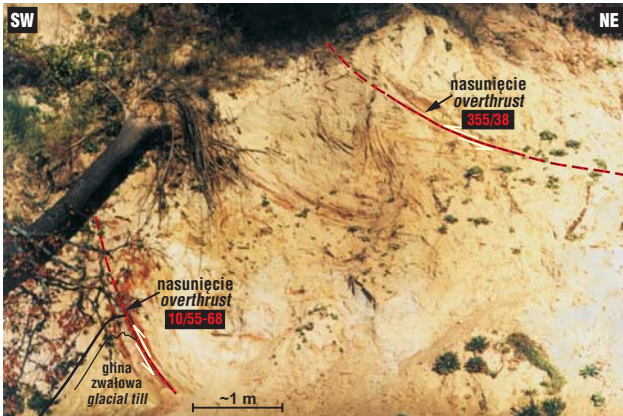


Na podstawie wymienionych zależności, najwyższą glinę południowej części klifu orłowskiego potraktowano jako glinę stadiału świecicia.

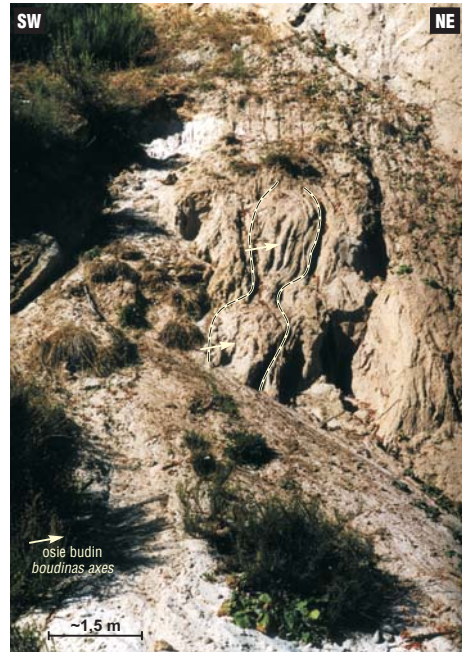
Cypel Orłowski (ryc. 1) ma ok. 30 m szerokości. Jest zbudowany wyłącznie z gliny zwałowej oznaczonej jako (O?) i (W) — (ryc. 2. Jest to szarobrazowa glina ilasta, z licznymi gładzikami, wapnista, zwarta, silnie skompresowana. W dolnej części są widoczne cienkie przewarstwienia piaszczyste. Niektórzy autorzy podkreślają dwudzielność omawianej gliny (np. Bogacka & Rudowski, 2001). Gлина jest wypiętrzona glaciektogenicznie i silnie splekana. Wysokość wypiętrzenia dochodzi do ok. 18 m (Zaleszkiewicz i in., 2000). Gлина jest przykryta seria osad-

ów zwałowych ostatniego zlodowacenia, nawiązujących do glin zalegających pod koroną klifu na całej jego długości.

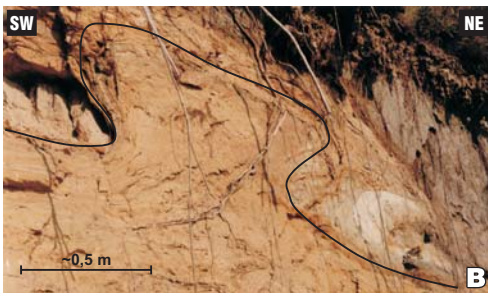
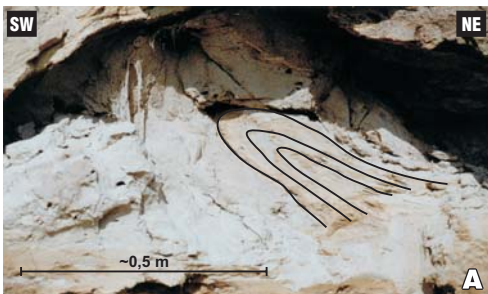
Duży stopień zaburzenia gliny budującej cypel nie pozwala jednoznacznie określić jej typu genetycznego.



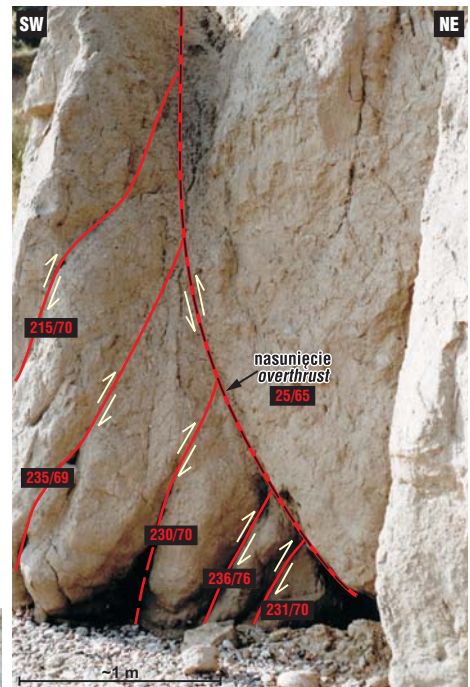
**Ryc. 3.** Złuskowane fałdy w osadach fluwioglacjalnych (B<sub>1</sub>). Południowa część klifu orłowskiego; fot. D. Kaulbarsz  
**Fig. 3.** Overthrust folds in fluvio-glacial deposits (B<sub>1</sub>). Southern part of the Orłowo Cliff; fot. D. Kaulbarsz



**Ryc. 4.** Budinaż w osadach mułkowo-piaszczystych (B<sub>1</sub>). Południowa część klifu orłowskiego; fot. D. Kaulbarsz  
**Fig. 4.** Boudinage in silty-sandy deposits (B<sub>1</sub>). Southern part of the Orłowo Cliff; fot. D. Kaulbarsz



**Ryc. 5.** Fałdy w osadach podścielających glinę zwałową (B<sub>2</sub>). Ich geneza jest związana z transportem subglacjalnym w warunkach nawodnionego podłoża: 5a, c — fałdy ciągnięte; 5b — fałd wachlarzowy. Południowa strona klifu orłowskiego; fot. A. Konon, D. Kaulbarsz  
**Fig. 5.** Folds in till (B<sub>2</sub>) underlying deposits. Formation of folds was a consequence of subglacial transport in watered underground conditions: 5a, c — drag folds; 5b — fan fold. Southern part of the Orłowo Cliff; fot. A. Konon, D. Kaulbarsz



**Ryc. 6.** Nasunięcie i związane z nim splekania w glinie zwałowej (O?, W). Cypel Orłowski; fot. A. Konon  
**Fig. 6.** Overthrust and related faults in glacial till (O?, W). Orłowo Headland; fot. A. Konon



Prawdopodobnie jest to glina wytopnieniowa. Wyniki badań litologiczno-petrograficznych oraz datowania TL (Zaleszkiewicz i in., 2000) pozwalają zaliczyć opisywaną glinę (W) jako pochodzącą ze zlodowacenia warty. Współczynniki mogłyby ewentualnie wskazywać na pierwszy typ petrograficzny według podziału Masłowskiej i Michałowskiej (1998). Współczynniki uzyskane dla partii gliny (O?) w łusce w południowej części cypla (Gałązka i in., 2001) różnią się od tych podanych wcześniej (por. tab. 1). Odpowiadają one drugiemu typowi petrograficznemu wg Masłowskiej i Michałowskiej (1998), mogłyby więc wskazywać na stadiał dolny (kaszubski) zlodowacenia wisły. Położenie omawianej gliny, oznaczonej jako (O?), w stosunku do gliny zlodowacenia warty, oznaczonej jako (W) — ryc. 2, skłoniło autorkę do uznania gliny w łusce za starszą, być może pochodzącą ze zlodowacenia odry (?).

Diagram azymutów dłuższych osi głązików wykonany dla gliny zwałowej Cypla Orłowskiego nie wskazuje jednoznacznie kierunku transportu (ryc. 2: pkt 3), co jest wynikiem intensywnego zaburzenia gliny zwałowej. Zauważalne jest jednak odbicie kierunków pochodzących z okresu depozycji glin młodszych, zalegających pod koroną klifu orłowskiego.

Część północna jest to odcinek klifu położony na NNW od Cypla Orłowskiego (ryc. 1). Charakterystyczne jest tu wysokie zaleganie osadów miocenijskich, oznaczonych jako ( $M_{a2}$ ) — ryc. 2, oraz silne zaburzenie osadów w bezpośrednim sąsiedztwie cypla.

Osady miocenijskie ( $M_{a2}$ ) występują u podstawy klifu na długości ok. 400 m. Wzmianki o ich występowaniu pochodzą jeszcze z początku XX w. (Pawłowski, 1922 i cytowani przez niego badacze niemieccy). Są to białe, drobnoziarniste piaski kwarcowe z muskowitem oraz mułki z wkładkami węgla brunatnego. Miejscami szara lub ciemnobrązowa barwa osadów jest wynikiem domieszki pyłu węglowego. Wiek osadów został określony na podstawie badań palinologicznych (Grabowska, 1987) i wskazuje na miocen środkowy. W południowej części odsłonięcia widoczny jest pokład węgla brunatnego, miąższości ok. 1 m. Strop osadów miocenijskich wznosi się na wysokość ok. 20 m n.p.m. i obniża się wyraźnie zarówno ku SSE jak i NNW, schodząc poniżej poziomu morza. Warstwy w większości zapadają w kierunku SW (upady rzędu 10–30).

Na osadach miocenu leży miejscami warstwa bruku morenowego, oznaczona jako (W?) — ryc. 2. Bohdziewicz (1960) wspomina dodatkowo o pokładzie szarej gliny zwałowej, zawierającej 9 m krę piasków oligoceńskich. Wiek bruku nie został zbadany, ale może on pochodzić z rozmycia gliny zlodowacenia warty.

Wyżej w profilu występują piaski różnoziarniste ( $B_1$ ), miejscami z wkładkami żwirów i mułków. Całość osadów jest warstwowana. Litologicznie odpowiadają one serii budującej południowe skrzydło klifu orłowskiego. Osady występujące w bezpośrednim sąsiedztwie cypla, podobnie jak w południowej części klifu orłowskiego, są silnie zaburzone glacitektonicznie.

U podstawy klifu, tuż przy cyplu, występuje osad przypominający zbity, brunatny il, oznaczony symbolem (?) — por. ryc. 2, z wkładkami piaszczystymi oraz smugami kolorowych ilów: zielonych, czerwonych, czarnych. Osad ten wygląda na poddany silnemu procesowi tektonizacji i może stanowić porwak w obrębie gliny zlodowacenia warty (?). Dokładne określenie przynależności stratygraficznej osadu wymaga jednak przeprowadzenia dodatkowych badań.

Pod koroną klifu zalega glina zwałowa, oznaczona jako ( $B_2$ ) i ( $B_3$ ) — ryc. 2. W kilku miejscach glina jest dwudzielna (Zaleszkiewicz i in., 2000). Dla górnej partii gliny ( $B_3$ ) charakterystyczna jest zmiana barwy od jasnożółtej, przez brązową do rdzawej. Współczynniki petrograficzne uzyskane dla próbek gliny (ryc. 2: pkt 6, 7) wynoszą odpowiednio: O/K — 0,88; K/W — 1,33; A/B — 0,67 i O/K — 0,89; K/W — 1,20; A/B — 0,79. Współczynniki petrograficzne określone dla tej samej gliny przez innych badaczy (Zaleszkiewicz i in., 2000; Gałązka i in., 2001) mają wartości zbliżone (por. tab. 1). Średnie wyniki odpowiadają pierwszemu typowi petrograficznemu (Masłowska & Michałowska, 1998). W wyniku datowania TL (Zaleszkiewicz i in., 2000) uzyskano wiek odpowiadający stadiałowi głównemu ostatniego zlodowacenia. Analiza ułożenia dłuższych osi głązików dla omawianej gliny wskazuje na północno-zachodni kierunek transportu.

Dolna część gliny ( $B_2$ ) jest bardziej ilasta, barwy brunatnoszarej, miąższość jej sięga kilku metrów. Przy cyplu glina ta ma wyraźnie zaznaczoną oddzielność kostkową, co według Ruszczyńskiej-Szenajch (1998) może być dowodem na to, że glina została poddana silnej deformacji w wyniku procesów ścinania. Współczynniki petrograficzne dla omawianej dolnej partii gliny (ryc. 2: pkt 4) wynoszą: O/K — 1,71; K/W — 0,63; A/B — 1,41. Współczynniki petrograficzne wykonane wcześniej (Zaleszkiewicz i in., 2000; Gałązka i in., 2001) są zbliżone (por. tab. 1). Odpowiadają one drugiemu typowi petrograficznemu. Zgodnie ze stratyfografią przypisaną temu typowi przez autorki podziału (Masłowska & Michałowska, 1998) byłaby to glina stadiału starszego (kaszubskiego) zlodowacenia wisły. Wyniki datowania TL (Zaleszkiewicz i in., 2000) sugerują, że może to być glina stadiału świecica.

Nieco inną stratyfografię dla glin w klifie orłowskim przedstawił Lisicki (2003) — por. tab. 1.

### Glacitektonika

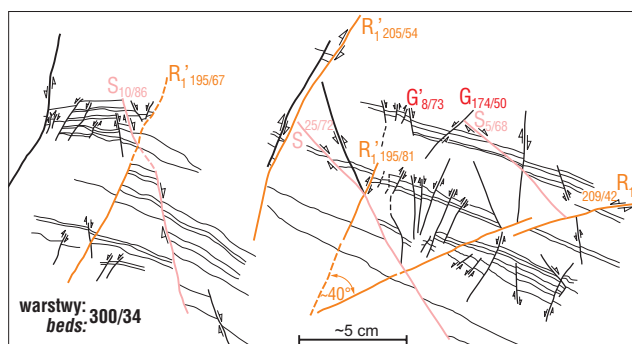
Wśród struktur glacitektonicznych zaobserwowanych w osadach klifu orłowskiego wyróżniono fałdy, uskoki, nasunięcia związane z łuskami oraz struktury budinażowe.

**Fałdy.** Struktury fałdowe zaobserwowano w wodnolodowcowych osadach mułkowo-piaszczysto-żwirowych ( $B_1$ ) w południowej części klifu orłowskiego, w osadach bezpośrednio podścielających glinę zwałową ( $B_2$ ) i w obrębie samej gliny zwałowej po południowej stronie klifu orłowskiego, a także w górnej części mułkowo-pyłastych osadów miocenu ( $M_{a2}$ ). Struktura złuskowanego fałdu występuje najprawdopodobniej również w obrębie Cypla Orłowskiego (por. Bogacka & Rudowski, 2001).

Zgodnie z klasyfikacją strukturalną fałdów, opartą na wzajemnym stosunku ławic (por. Dadlez & Jaroszewski, 1994) wyróżniono dwa typy fałdów: fałdy symilarne i fałdy dysharmonijne.

Fałdy symilarne charakteryzuje (Dadlez & Jaroszewski, 1994) zmienna miąższość ławic oraz jednakowa lub bardzo podobna krzywizna poszczególnych ławic. Cechy takie posiadają struktury opisane poniżej.

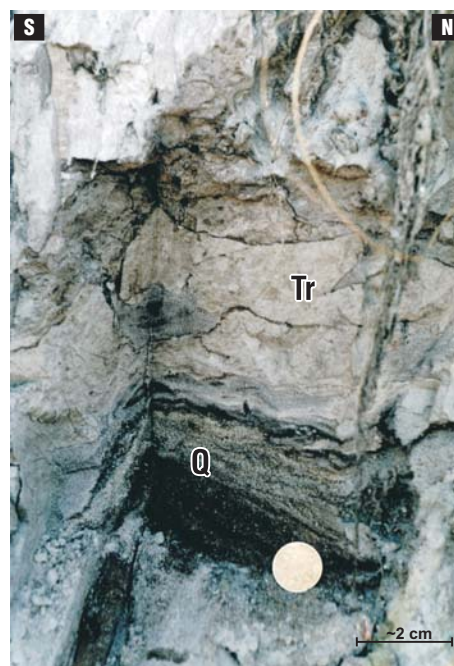
Zespół fałdów złuskowanych w mułkowo-piaszczysto-żwirowych osadach wodnolodowcowych ( $B_1$ ) w południowej części klifu (ryc. 3) odsłania się na długości 5 m. Wysokości fałdów wynoszą od 1,5 do 2,7 m, a ich promienie od 0,5 do 2 m. Są to fałdy wąskopromienne (Dadlez & Jaroszewski, 1994). Miąższość poszczególnych ławic



Ryc. 7. Uskoki w osadach mułkowo-piaszczystych ( $B_1$ ). Południowa część klifu orłowskiego

Fig. 7. Faults in silty-sandy deposits ( $B_1$ ). Southern part of the Orłowo Cliff

wzrasta w przegubach fałdów (z 5 cm do nawet 12 cm), w niektórych miejscach przegubów widoczne są puste przestrzenie między ławicami odpowiadające odspojeniom przegubowym. Kąty zbieżności fałdów ( $\Delta$ ) zawierają się w przedziale 25–45°. Jest to charakterystyczne dla fałdów otwartych i, podobnie jak stosunek wysokości do promienia fałdu (w opisywanym przypadku  $>1$ ), jest miarą stopnia skrócenia fałdowego, a więc intensywności sfałdowania (Dadlez & Jaroszewski, 1994). Osie fałdów mają parametry 326/41° i 114/23°. Powierzchnie osiowe fałdów są pochylone, a skrzydła fałdów zapadają w przeciwnych kierunkach. Pozwala to zaklasyfikować opisywane struktury jako fałdy pochylone (Dadlez & Jaroszewski, 1994). Fałdy cechuje SW wergencja. Opisane struktury powstały prawdopodobnie przy poziomej osi największego naprężenia  $\sigma_{Hmax}$  o kierunku NE–SW wskutek transportu tektonicznego z NE. Kilkanaście metrów dalej w kierunku cypla zaobserwowano kolejny fałd, występujący w osadach wodnolodowcowych ( $B_1$ ) frakcji mułkowo-piaszczystej. Wysokość fałdu wynosi ok. 0,5 m, jego promień — ok. 0,4 m (fałd średniopromienny — Dadlez & Jaroszewski, 1994). Kąt zbieżności fałdu  $\Delta$  wynosi 65°, co wskazuje, że jest to fałd normalny, czyli otwarty (Dadlez & Jaroszewski, 1994). Oś fałdu ma położenie 69/3°. Powierzchnia osiowa fałdu jest niemal pozioma, co pozwala zaklasyfikować strukturę jako fałd leżący (Dadlez & Jaroszewski, 1994). Fałd ten, podobnie jak zespół fałdów złuskowanych, ma SW wergencję i podobnie jak one, powstał w warunkach poziomego zorientowania osi największego naprężenia  $\sigma_{Hmax}$  o kierunku NE–SW. Charakteryzuje się on jednak mniejszym stopniem



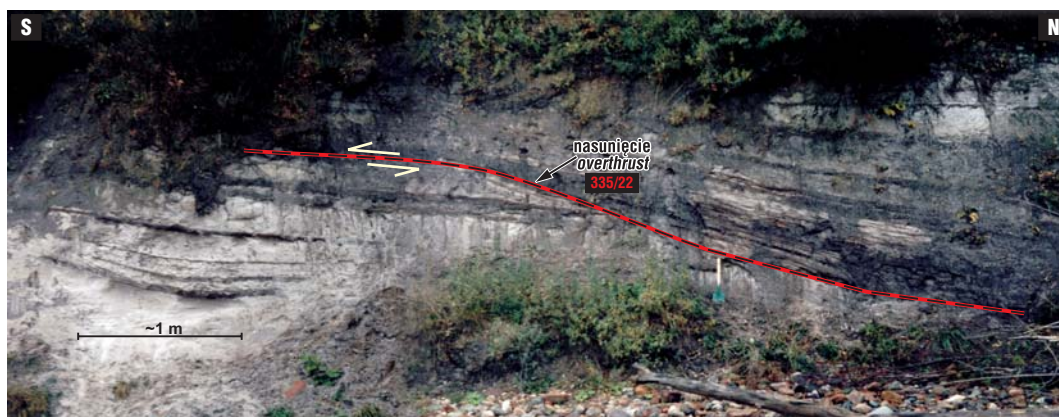
Ryc. 8. Brekcja mułków miocenijskich ( $M_{a2}$ ) z piaskami plejstoceńskimi. Północna część klifu orłowskiego; fot. D. Kaulbarsz

Fig. 8. Shattered Miocene silts ( $M_{a2}$ ) with Pleistocene sands. Northern part of the Orłowo Cliff; fot. D. Kaulbarsz

skrócenia fałdowego niż struktury opisane wyżej, o czym świadczy relatywnie większy kąt zbieżności fałdu oraz stosunek wysokości fałdu do jego promienia w przybliżeniu równy 1 (Dadlez & Jaroszewski, 1994).

W obrębie skrzydeł opisanych fałdów występują drobne fałdki ciągnione, wskazujące na to, że struktury te powstały w wyniku zginania fałdu nadrzędnego (Dadlez & Jaroszewski, 1994).

Fałdki ciągnione zaobserwowano również w osadach podścielających glinę zwałową ( $B_2$ ) — ryc. 5a–c. Ich wysokości wynoszą ok. 30 cm, a promień ok. 15 cm. Są to fałdy wąskopromienne (ryc. 5a). Miąższości warstewek rosną w przegubach od 1 cm do kilku cm. Kąty zbieżności fałdów są bliskie zero, co oznacza, że są to fałdki izoklinalne (Dadlez & Jaroszewski, 1994). Fałdki te cechuje SW wergencja. Ich geneza związana jest najprawdopodobniej z transportem subglacjalnym, zachodzącym w warunkach nawodnionego podłoża.



Ryc. 9. Nasunięcie w osadach miocenijskich ( $M_{a2}$ ). Północna część klifu orłowskiego; fot. D. Kaulbarsz

Fig. 9. Overthrust in the Miocene deposits ( $M_{a2}$ ). Northern part of the Orłowo Cliff; fot. D. Kaulbarsz



W osadach serii zwałowej ( $B_2$ ) zaobserwowano również fałd wachlarzowaty (ryc. 5b). Charakteryzuje się on kątem zbieżności  $\Delta\alpha^0$  i skrzydłami występującymi w położeniu odwróconym (Dadlez & Jaroszewski, 1994), a powstawał w warunkach poziomego ściskania o kierunku SW–NE. Obok, tuż pod nasunięciem, jest widoczny fałd leżący o wergencji SW (ryc. 5c).

Analiza pomiarów warstw wykonana dla osadów po obu stronach Cypla Orłowskiego (ryc. 10Ba) wskazuje, że sam Cypel Orłowski może składać się z fałdu o osi  $306/46^\circ$ . Wskazuje to na kierunek transportu tektonicznego z NE.

**Faldy dysharmonijne** charakteryzujące się zmienną miąższością ławic i różną krzywizną poszczególnych ławic (Dadlez & Jaroszewski, 1994) występują m.in. w jądrowych częściach opisywanych wcześniej fałdów złuskowanych, w piaszczysto-żwirowych osadach wodnolodowcowych ( $B_1$ ). Odślaniają się one na długości ok. 3 m. Zauważalna jest tendencja do pochylenia fałdów w kierunku SW. Według Mojskiego (1979b) podobne struktury, jednak bez wyraźnej wergencji, mogły powstać w omawianym rejonie przy wytapianiu brył martwego lodu w bezpośrednim sąsiedztwie lub pod osadami. Istniejąca wergencja mogła zostać im nadana przez nasuwające się masy lodu lodowcowego w czasie któregoś ze zlodowaceń.

Nieco drobniejsze struktury typu fałdków dysharmonijnych występują w mułkowo-pylastych osadach miocenu ( $M_{a7}$ ). Mogą one wskazywać na to, że w pobliżu występuje strefa nasunięciowa.

**Uskoki.** Uskoki występują powszechnie we wszystkich osadach odślaniających się w klifie orłowskim. Kierunki i zwroty ruchu względem powierzchni uskokowych były określane głównie na podstawie obserwacji podgieć oraz przemieszczenia warstw i laminacji po obu stronach powierzchni uskokowych, a także na podstawie sporadycznych rys ślizgowych, widocznych w przypadku przecinania glin przez płaszczysty uskokowe. Poczynione obserwacje świadczą o tym, że w większości są to uskoki zrzutowe. Zrzuty uskoków wynoszą od kilku mm do kilku cm. Wyróżniono uskoki odwrócone i normalne, często tworzące systemy ścięć sprzężonych, czyli powstałych w jednakowym polu naprężeń (Dadlez & Jaroszewski, 1994).

Charakterystyczne grupy uskoków analizowano w nawiązaniu do litologii osadów, w których występują, co miało na celu ułatwienie określenia ewentualnego względnego następstwa powstawania uskoków.

W glinie zwałowej ( $O?$ ), w łusce w dolnej części Cypla Orłowskiego, stwierdzono obecność ścięć o typie uskoków odwróconych (ryc. 6). Azymuty kierunków upadu powierzchni uskokowych wynoszą od  $215^\circ$  do  $284^\circ$ , a kąty upadu  $69^\circ$ – $81^\circ$ . Ich geneza jest najprawdopodobniej związana z procesem powstawania samej łuski (nasunięcia stropowego), o czym świadczyć może fakt, iż ścięcia nie przecinają powierzchni nasunięcia, a kierunki transportu tektonicznego dla obu struktur są zbliżone. Towarzyszą im ścięcia w postaci uskoków normalnych o przebiegu  $180^\circ$ – $200^\circ/75^\circ$ – $80^\circ$ . Analiza opisanych struktur wskazuje na NE kierunek transportu tektonicznego (ryc. 10B).

W glinie zwałowej ( $W$ ) budującej główną część Cypla Orłowskiego, zaobserwowano spękania wysokokątowe. Azymuty kierunków upadu ich powierzchni zawierają się w przedziałach  $354^\circ$ – $70^\circ$  i  $167^\circ$ – $184^\circ$ , a kąty upadu wynoszą  $73^\circ$ – $90^\circ$ . Niektóre ze spękań mają cechy spękań kulisowych. Azymuty kierunków ich upadu wynoszą  $195^\circ$ – $227^\circ$  oraz  $357^\circ$ – $0^\circ$ , a kąty upadu wynoszą odpowied-

nio  $32^\circ$ – $76^\circ$  oraz  $31^\circ$ – $33^\circ$  (ryc. 10B). W północnej części cypla występują spękania sprzężone o orientacjach powierzchni  $3\text{--}36^\circ/66\text{--}80^\circ$  i  $167\text{--}202^\circ/73\text{--}82^\circ$ . Kąty podwójnego ścięcia  $2\theta$  zawierają się w przedziale  $25\text{--}40^\circ$ . Daje to podstawy do stwierdzenia, że są to spękania hybrydowo-ścięciowe (por. Dadlez & Jaroszewski, 1994), które mogły powstać w czasie stagnacji lądolodu.

W mułkowo-piaszczystych osadach miocenu ( $M_{a7}$ ) występują uskoki odwrócone wysokokątowe i niskokątowe. Pierwsze mają orientację  $153\text{--}180^\circ/71\text{--}89^\circ$ , drugie —  $182\text{--}220^\circ/24\text{--}50^\circ$ . Zaobserwowano również uskoki normalne o orientacji  $155/86^\circ$  i  $142/82^\circ$ , a także normalne uskoki listryczne (por. Dadlez & Jaroszewski, 1994), których azymuty kierunków upadu zmieniają się w przedziale  $204^\circ$ – $223^\circ$ , a kąty upadu w przedziale  $22^\circ$ – $35^\circ$ . Uskoki listryczne oraz niektóre wysokokątowe uskoki odwrócone, miejscami niemal pionowe, o bardzo małych zrzutach rzędu kilku milimetrów, mogły powstać w wyniku odprężenia osadów. Analiza pozostałych uskoków wskazuje na NE oraz NW kierunek transportu tektonicznego (por. ryc. 10B, C).

W obrębie porwaka osadów ilastych (?), po północnej stronie cypla, zaobserwowano nasunięcia, a między nimi uskoki odwrócone o azymutach kierunków zapadania  $220^\circ$ – $250^\circ$  i kątach upadu  $62^\circ$ – $72^\circ$ . Ich analiza wskazuje na NE kierunek transportu tektonicznego.

W mułkowo-piaszczystych pakietach osadów wodnolodowcowych ( $B_1$ ) stwierdzono systemy uskoków komplementarnych  $R_1R_1'$  oraz uskoki oznaczone jako S (ryc. 7, 10B).  $R_1$  są uskokami normalnymi o azymutach kierunków zapadania  $200^\circ$ – $225^\circ$  i kątach upadu  $42^\circ$ – $61^\circ$ ,  $R_1'$  to uskoki odwrócone o azymutach kierunków zapadania  $195^\circ$ – $205^\circ$  i kątach upadu  $54^\circ$ – $81^\circ$ . Uskoki S są uskokami normalnymi o azymutach kierunków upadu  $5^\circ$ – $25^\circ$  i kątach upadu  $68^\circ$ – $86^\circ$ . Zespoły  $R_1$  i  $R_1'$  powstały w polu naprężeń o symetrii jednoskośnej przy największym naprężeniu  $\sigma_{\max}$  działającym z kierunku NE.

Zaobserwowano również systemy spękań typu wyłącznie uskoków normalnych oraz systemy spękań typu wyłącznie uskoków odwróconych. Ich orientacja wskazuje na kierunki transportu tektonicznego z NE (ryc. 10B) oraz z NW i NNW (ryc. 10C). Niektóre systemy spękań powstały w warunkach pionowo działającego naprężenia największego  $\sigma_{\max}$ . (por. ryc. 7 — spękania oznaczone jako GG').

W glinie zwałowej ( $B_2$ ) oraz w osadach bezpośrednio ją podścielających zaobserwowano spękania typu uskoków normalnych i odwróconych. W glinie zwałowej, w strefach między nasunięciami zaznaczającymi dynamiczne uławaczenie osadu, występują spękania o orientacji  $355\text{--}20^\circ/25\text{--}35^\circ$ . W osadach podścielających glinę ( $B_2$ ) uskoki normalne (oznaczone jako M) mają orientację  $333\text{--}355^\circ/39\text{--}46^\circ$  i mogą być genetycznie związane z nasunięciem o podobnej orientacji (ryc. 10C). Z opisanymi uskokami współwystępują spękania typu uskoków normalnych o orientacji  $149\text{--}157^\circ/70\text{--}73^\circ$  (oznaczone jako U) oraz uskoki odwrócone o orientacji  $174\text{--}201^\circ/17\text{--}25^\circ$  (oznaczone jako Z). Uskoki normalne (U) przecinają uskoki M i Z i prawdopodobnie są od nich młodsze (lub równoległe?). Analiza zespołów uskoków oznaczonych jako M wskazuje na transport tektoniczny z NW, podobnie jak seria uskoków normalnych (L) o orientacji  $160\text{--}195^\circ/28\text{--}52^\circ$  (ryc. 10C). Uskoki normalne (U) mogą mieć genezę odprężeniową.

W glinie zwałowej ( $B_3$ ) w północnej części klifu stwierdzono zespół uskoków, które mogą odpowiadać

spekaniom ścięciowym typu RR' (por. Bartlett i in., 1981, za Dadlezem & Jaroszewskim, 1994). Zespół uskoków R przyjmuje położenia  $175\text{--}230^\circ/16\text{--}33^\circ$  i są to uskoki normalne. Orientacja zespołu R' to  $190\text{--}199^\circ/80\text{--}83^\circ$  i są to uskoki odwrócone (ryc. 10D). Analiza uskoków wskazuje na transport tektoniczny z NE.

**Nasunięcia.** Nasunięcia stwierdzono w większości osadów klifu orłowskiego. Nachylenie powierzchni nasunięć jest rzędu od kilku do kilkudziesięciu stopni. Miąższości stref nasunięciowych są niewielkie — od kilku do kilkunastu cm. Ze względu na orientację, nasunięcia można podzielić na dwie grupy.

Do pierwszej grupy należą nasunięcia o dominujących położeniach  $23/13^\circ$  występujące w mułkowo-piaszczystych osadach miocenu ( $M_{a7}$ ) oraz nasunięcia o orientacjach:  $25/65^\circ$  w obrębie glin ( $O?$ , W) budujących Cypel Orłowski (ryc. 6),  $10/55\text{--}68^\circ$  w wodnolodowcowych osadach mułkowo-piaszczystych ( $B_1$ ) — ryc. 3, a także  $55/42^\circ$  oraz  $50/8^\circ$  w obrębie gliny zwałowej ( $B_2$ ) — ryc. 5c. Wskazują one na transport tektoniczny z NE (ryc. 10B).

Drugą grupę tworzą nasunięcia o dominujących położeniach  $340/16^\circ$  występujące w mułkowo-piaszczystych osadach miocenu ( $M_{a7}$ ) — ryc. 9, oraz nasunięcia o orientacjach:  $305\text{--}315^\circ/28\text{--}30^\circ$  w obrębie porwaka osadów ilastych (?),  $355/38^\circ$  w wodnolodowcowych osadach mułkowo-piaszczystych ( $B_1$ ) — ryc. 3, i  $320/48^\circ$  i  $342/34^\circ$  w glinie zwałowej ( $B_2$ ). Wskazują one na transport tektoniczny z NW lub NNW (ryc. 10C).

**Struktury budinażowe.** Struktury budinażowe zaobserwowano w mułkowo-piaszczystych osadach wodnolodowcowych ( $B_1$ ) w bezpośrednim sąsiedztwie cypla (ryc. 4). Upady warstw wynoszą ok. 70. Budiny są zbudowane z ławic mniej podatnych (piaszczystych), tworzących soczewkowate fragmenty o wymiarach  $0,5 \times 1,0$  m. Osie budin mają orientację ok.  $335/10^\circ$ , stąd orientacja osi największego naprężenia  $\sigma_{\max}$  wynosi w przybliżeniu  $155/80^\circ$  (jest ona prostopadła do osi budin i tworzy z nimi płaszczyzną pionową — por. Jaroszewski, 1974, s. 240) i wskazuje na ściskanie o kierunku NW–SE. Według Jaroszewskiego (1974) występowanie budinażu może wskazywać na fałdowania „nałożone”; formy takie tworzą się mianowicie w przypadku ściskania „spłaszczającego” ławic już nachylonych, przy czym nachylenie to musiało być bliskie wartości  $45^\circ$  lub większe.

Ze względu na intensywność zaburzeń istnieje możliwość, że osady miocenne odsłaniające się u podnóża klifu po jego północnej stronie nie występują *in situ*. Mogą być krą glacitektoniczną (co potwierdzałyby poglądy Pazdro, 1960 i Bohdziewicz, 1960) lub być tylko częściowo odspojone od podłoża i złuskowane. Powierzchnia nasunięcia spągowego nie została stwierdzona w odsłonięciu. Na ok. 81,7 km wybrzeża w dolnej części osadów zauważono przemieszanie zbrekcionowanego materiału miocennego z piaskami plejstocennymi (ryc. 8), może to być jednak skutek ruchów masowych. Jeśli omawiane osady stanowią krę glacitektoniczną, to najprawdopodobniej powierzchnia nasunięcia spągowego znajduje się w osadach ilasto-mułkowych, w warstwie węgla brunatnego lub na granicach wymienionych warstw z osadami mniej podatnymi (por. Kotowski & Kraiński, 1989; Möbus, 1989).

W osadach klifu orłowskiego występuje również porwak oznaczony symbolem (?) — por. ryc. 2. Jego wymiary nie zostały określone ze względu na zły stan odsłonięcia. Osady są silnie zdeformowane.

### Próba korelacji zaburzeń glacitektonicznych z paleogeografią obszaru

Najstarsze osady widoczne w ścianie klifu orłowskiego pochodzą z okresu zlodowaceń środkowopolskich. Łądolód zlodowaceń środkowopolskich wkraczał na obszar urzeźbiony, miejscami wprost na odsłonięte osady starszego podłoża (miocenne) i w całości pokrył omawiany teren. Transgresja łądolodu odbywała się w dwóch etapach odpowiadających zlodowaceniowi odry i warty, z czego szczególną rolę morfogenetyczną przypisuje się zlodowaceniowi warty (Galon, 1968 za Jurysem, 2002). W czasie transgresji łądolodu zlodowacenia odry doszło zapewne do glacitektonicznego spiętrzenia osadów podłoża, co spowodowało m.in. wzrost pierwotnej miąższości osadów neogennych w miejscach wyższego ich zalegania (na omawianym terenie pod Kępą Redłowską). W czasie transgresji łądolodu zlodowacenia warty dochodziło do zaburzeń i odkłuc osadów podłoża, czego śladem są kry i porwaki osadów starszych w glinie. Na tym etapie powstały prawdopodobnie założenia dla kęp widocznych w obecnej morfologii Pobrzeża Kaszubskiego. Osady miocenne występujące w klifie orłowskim mogą być wychodnią jednej z takich kier. Obszarem źródłowym dla przemieszczonych osadów byłaby wówczas najprawdopodobniej niecka Bałtyku, a tym samym kierunek „pierwszego” nasunięcia pochodziłby z E lub NE — przyp. autorki (ryc. 10A).

Pierwsze nasunięcie łądolodu zlodowacenia wisły nastąpiło w stadiale kaszubskim. W odsłonięciu w klifie orłowskim gliny z tego okresu nie stwierdzono, są natomiast osady fluwioglacjalne, powstałe prawdopodobnie w warunkach przepływu wód na przedpolu lodowca. Reżim przepływu był zmienny, o czym świadczą osady żwirowo-piaszczyste przewarstwione pakietami mułkowo-piaszczystymi.

Kolejna oscylacja łądolodu zlodowacenia wisły nastąpiła w stadiale świecia. W glinie zwałowej tego stadiała zaobserwowano ślady dwóch etapów deformacji. Są to m.in. dwa nasunięcia, z których jedno (starsze) wskazuje na pochodzący z NE, drugie natomiast na pochodzący z NW (NNW) kierunek transportu tektonicznego (ryc. 10B, C). W czasie pierwszego nasunięcia doszło do sfałdowania i częściowego złuskowania osadów podścielających. Osady miocenne (lub tylko stropowa ich część) wraz ze złuskowaną gliną zlodowacenia warty zostały przemieszczone w kierunku SW. Spowodowało to wypiętrzenie gliny zlodowacenia warty (i odry?) oraz powstanie fałdów odsłaniających się po południowej stronie klifu orłowskiego. Ten etap wiąże się prawdopodobnie z transgresją łądolodu stadiała świecia (ryc. 10B). Podatny rodzaj zaburzeń może wskazywać na obecność lodu „ciepłego” (por. Jania, 1997) w spągu łądolodu. Dalszą komplikacją zaburzeń osadów w klifie orłowskim wiązać należy z transgresją łądolodu stadiała głównego zlodowacenia wisły. Największą rolę rzeźbotwórczą przypisuje się łądolodowi fazy pomorskiej (Mojski, 1979a; Jurys, 2002). Przy przekraczaniu strefy krawędziowej niecki południowego Bałtyku, spowodował on silne zaburzenia glacitektoniczne osadów podłoża. Doszło do dofałdowania i złuskowania osadów, częściowo wzdłuż powierzchni wcześniejszych nasunięć. Z tym etapem związane jest najprawdopodobniej powstanie struktur budinażowych zaobserwowanych w sąsiedztwie cypla. Kierunek nasuwania się łądolodu fazy pomorskiej Mojski (1984) określa jako w przybliżeniu południkowy. Z diagramów położenia dłuższych osi gładzików odczytany został kierunek NW–SE. Podobną orien-



tację osi naprężenia głównego  $\sigma_{max}$ , wskazującą na kierunek transportu tektonicznego z NW (NNW), odczytano również z analizy niektórych uskokuw w bezpośrednim sąsiedztwie cypla (ryc. 10C). Odbicie omawianego kierunku daje się również zauważyć na diagramie nachylenia dłuższych osi głazików dla gliny budującej cypel (ryc. 2), jak i na diagramach spēkań występujących w owej glinie (por. ryc. 10B).

W opisywanym rejonie przebiega granica zasięgu fazy gardna (Uścino-wicz, 1999). Może to sugerować, iż część zaburzeń osadów budujących Kępę Redłowską może mieć związek z fazą gardna. Na podstawie obserwacji terenowych (np. ścieg występujących w glinie fazy pomorskiej — por. ryc. 10D) dla tego etapu zaburzeń na badanym obszarze sugerowany jest kierunek transportu tektonicznego z NNE.

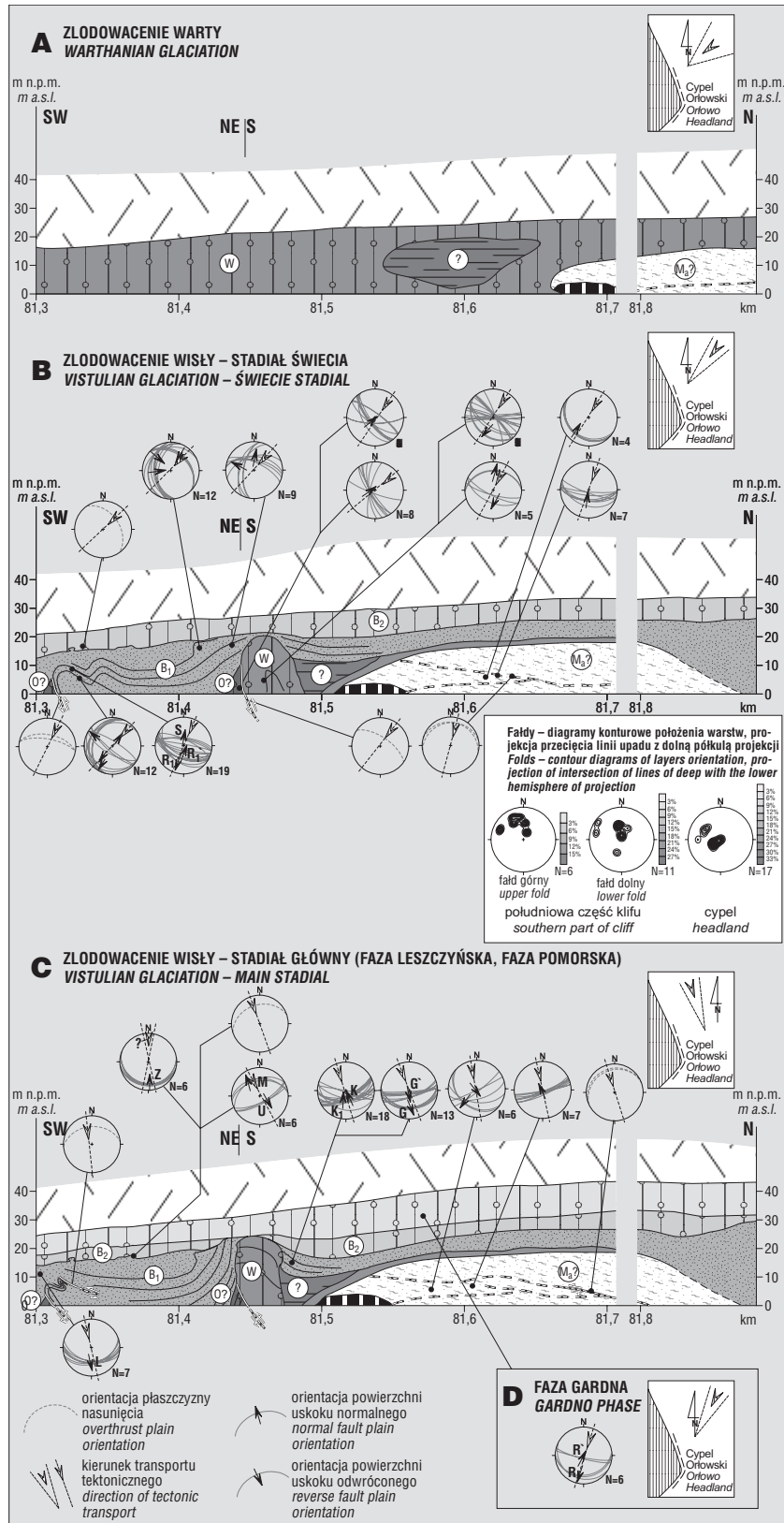
**Podsumowanie i wnioski**

Najstarszymi osadami odsłaniającymi się w klifie orłowskim jest zespół glin zwałowych budujących Cypel Orłowski. Gliny te reprezentują zlodowacenia środkowopolskie (odry (?) i warty). Sposób zalegania osadów mioceńskich odsłaniających się po północnej stronie klifu orłowskiego nie jest do końca wyjaśniony. Ponieważ nie stwierdzono powierzchni nasunięcia spągowego w odsłonięciu, a mechanizm powstania brekcji mułków mioceńskich w dolnej części odsłonięcia nie jest jednoznaczny (glacitektonika? ruchy masowe?), nie można stwierdzić z pewnością, czy omawiane osady stanowią krę glacitektoniczną. Jednak intensywność zaburzeń obejmujących wszystkie osady w klifie orłowskim skłoniła autorkę do tego, by na obecnym etapie badań potraktować wychodnię osadów mioceńskich jako stropową część większego pakietu osadów neogeńskich, naruszoną i przemieszczoną prawdopodobnie w czasie zlodowacenia warty. Dla rozstrzygnięcia sposobu zalegania osadów mioceńskich w klifie orłowskim niezbędne wydaje się wykonanie dodatkowego wiercenia do podłoża kredowego.

Struktury glacitektoniczne zaobserwowane w klifie orłowskim mają cechy klasycznych struktur tektonicznych (por. Jaroszewski, 1991; Dadlez & Jaroszewski, 1994). Większość z nich powstawała przy poziomo zorientowanej osi największego naprężenia  $\sigma_{Hmax}$  będącej odzwierciedleniem transgresywnego ruchu łądolodu lub w warunkach jednoskośnej symetrii pola naprężeń. Część zaburzeń powstawała w wyniku ekstensji po zaniknięciu ruchu w poziomie (np. spēkania hybry-

dowo-ścięciowe), co miało prawdopodobnie związek ze stagnacją łądolodu.

Przeprowadzona analiza strukturalna zaburzeń, ich względnego następstwa oraz związku z wiekiem osadów, w których występują, pozwoliły wyróżnić kilka prawdopodobnych etapów zaburzających:



**Ryc. 10.** Etapy powstawania zaburzeń glacitektonicznych w klifie orłowskim  
**Fig. 10.** Stages of creation of glacitectonic deformations in the Orłowo Cliff

I. Odkłucie górnych partii osadów neogeńskich podczas zlodowacenia warty (sugerowany kierunek nasunięcia z E lub NE).

II. Wypiętrzenie glin cypla, powstanie fałdów po południowej stronie Cypla Orłowskiego oraz złuskowanie osadów mioceńskich w czasie stadiału świecia (prawdopodobny kierunek transportu tektonicznego z NE).

III. Powstanie nasunięć i spękań w serii zwałowej pochodzącej ze stadiału świecia, dofałdowanie i złuskowanie osadów fluwioglacjalnych po południowej stronie klifu orłowskiego, ponowne złuskowanie (częściowo być może po powierzchniach wcześniejszych nasunięć) osadów mioceńskich, powstanie złuskowanej struktury fałdowej Cypla Orłowskiego oraz struktur budinażowych po jego południowej stronie, związane ze stadiałem głównym zlodowacenia wisły (prawdopodobny kierunek działania osi głównego naprężenia z NW, NNW).

Niewykluczony jest jeszcze jeden etap deformacji, związany z fazą gardna stadiału głównego. Granica zasięgu lądolodu wspomnianej fazy przebiega niemal przez obszar objęty badaniami (Uścinowicz, 1999) a śladem działalności lądolodu z tego okresu mogłyby być spękania w najwyższej glinie pod koroną klifu (sugerowany kierunek działania osi głównego naprężenia dla tego etapu deformacji — z NNE)

Ze względu na niedużą powierzchnię obszaru objętego badaniami kierunki interpretowane na podstawie wyników przeprowadzonych analiz mogą mieć jedynie znaczenie lokalne. Gлина zwałowa Cypla Orłowskiego od momentu wypiętrzenia mogła stanowić element oporujący, który wpływał na układ naprężeń.

Analiza strukturalna deformacji glacitektonicznych jest pomocna przy określaniu kierunków transportu (glaci) tektonicznego. Typ zaburzeń może być również wskaźnikiem termiki zaburzającego lądolodu. Przewaga deformacji ciągłych, jak np. fałdy, wskazuje na silne nawodnienie osadów, a tym samym na obecność lodu „ciepłego” w spągu lądolodu (por. Jania, 1997). Takie warunki mogły panować na badanym obszarze w stadiale świecia. Przewaga struktur nieciągłych, jak uskoki, może być wynikiem obecności „zimnego” lodu lodowcowego. Zgodnie z przedstawioną powyżej interpretacją (ryc. 10), na omawianym terenie przypuszczalnie takie warunki przeważały w stadiale głównym zlodowacenia wisły.

Autorka dziękuje szczególnie gorąco Profesorowi Leszkowi Marksowi (Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa) za udzieloną pomoc i cenne wskazówki oraz dr Andrzejowi Kononowi (Wydział Geologii UW) za dyskusje i uwagi w dziedzinie tektoniki i analizy strukturalnej oraz za udostępnienie do publikacji zdjęć swojego autorstwa.

## Literatura

BOGACKA A. & RUDOWSKI S. 2001 — Budowa geologiczna Cypla Redłowskiego. [W:] Florek W. (red.), Geologia i geomorfologia Pobrzeża i południowego Bałtyku. WSP, Słupsk: 111–117.  
BOHDZIEWICZ L. 1960 — Budowa geologiczna i procesy dynamiczne w strefie brzegowej w Orłowie i Rewie. Roczn. Pol. Tow. Geol., 29: 347–355.  
DADLEZ R. & JAROSZEWSKI, W. 1994 — Tektonika. Państw. Wyd. Nauk. GALON R. 1972 — Geomorfologia. Niziny Polskie. PWN.  
GAŁAZKA D., JAROSIŃSKA J. & ZABIELSKI R. 2001 — Orłowo Spit. Poster na Corocznym Posiedzeniu Komitetu Wykonawczego INQUA, Gdynia–Gdańsk, 22–24.03.2001.  
GRABOWSKA I. 1987 — Charakterystyka palinoflorystyczna i mikropłanktonowa osadów trzeciorzędowych północnej Polski na tle

profilu otworów wiertniczych Chłapowo I i Chłapowo III. Biul. Inst. Geol., 356: 65–87..  
JANIA J. 1997 — Glacjologia. Nauka o lodowcach. PWN.  
JAROSZEWSKI W. 1974 — Tektonika uskoków i fałdów. Wyd. Geol.  
JAROSZEWSKI W. 1991 — Rozważania geologiczno-strukturalne nad genezą deformacji glacitektonicznych. Roczn. Pol. Tow. Geol., 61: 153–206.  
JURYS L. 2002 — Morfogenez regionu a zanik ostatniego lądolodu zlodowacenia Wisły na Pojezierzu i Pobrzeżu Kaszubskim. [W:] Geologia regionu gdańskiego. Przew. 73 Zj. Pol. Tow. Geol. Gdańsk: 11–15.  
KOTOWSKI J. & KRAIŃSKI A. 1989 — Rodzaje kontaktów kier glacitektonicznych z podłożem. [W:] Glacitectonics deformations of Cainozoic sediments. VI Glacitectonic Symp., Zielona Góra: 127–147.  
KRAMARSKA R. 2002 — Trzeciorzęd w strefie brzegowej między Jastrzębią Górą a Władysławowem. [W:] Geologia Regionu Gdańskiego. Przew. 63 Zj. Pol. Tow. Geol. Gdańsk: 69–74.  
LISICKI L. 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. [W:] Pr. Państw. Inst. Geol., 177.  
MARKS L. & BER. A. 1999 — Metodyka opracowania SMGP w skali 1 : 50 000. Państw. Inst. Geol.  
MARZEC M. & WOŹNY E. 1972 — Litologia i stratygrafia utworów trzeciorzędu okolic Jastrzębiej Góry koło Pucka. Prz. Geol., 20: 562–569.  
MASŁOWSKA M. & MICHAŁOWSKA M. 1998 — Porównanie cech litologiczno-petrograficznych glin zwałowych z rejonu Gdańskiego i Elbląskiego. Państw. Inst. Geol., Sopot.  
MIELCZARSKI A. 2000 — Fotogrametryczna analiza dawnych zdjęć morskiego brzegu oraz jej zastosowanie do badań zmienności Redłowskiego Cypla. [W:] Florek W. (red.), Geologia i geomorfologia Pobrzeża i południowego Bałtyku. Słupsk: 145–164.  
MOJSKI J.E. 1978 — Objasnienia do mapy geologicznej Polski w skali 1 : 200 000, ark. Gdańsk. Wyd. Geol.  
MOJSKI J.E. 1979a — Zarys stratygrafii plejstocenu i budowy jego podłoża w regionie gdańskim. Biul. Inst. Geol., 317: 5–45.  
MOJSKI J.E. 1979b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, ark. Gdańsk. Wyd. Geol.  
MOJSKI J. E. 1984 — Neoplejstocen — Niż Polski i wyżyny środkowopolskie. Zlodowacenie północnopolskie. [W:] Budowa geologiczna Polski. Stratygrafia. Wyd. Geol.  
MOJSKI J.E. & SUBOTOWICZ W. 1995 — Stop 6: Cliff at Orłowo: geology, geodynamics. [W:] Schirmer W. (red.), Quaternary field trips in Central Europe. V.1 Regional field trips. INQA XIV Inter. Congress. Berlin. Germany. Verlag Dr. F. Pfeil, München.  
MÖBUS G. 1989 — Problemy geologiczne związane z wyjaśnieniem tektoniki utworów czwartorzędowych. [W:] Glacitectonic deformations of cainozoic sediments. VI Glacitect. Symp. Zielona Góra: 193–199.  
PAZDRO Z. 1960 — Budowa geologiczna Regionu Gdańskiego. Roczn. Pol. Tow. Geol., 29: 337–346.  
PĘPEK A. & OLSZAK I.J. 1995 — Czwartorzęd klifów Kępy Redłowskiej. [W:] Florek W. (red.), Geologia i geomorfologia Pobrzeża i południowego Bałtyku. WSP, Słupsk: 153–158.  
PAWŁOWSKI S. 1922 — Charakterystyka morfologiczna wybrzeża polskiego. Poznańskie Tow. Przyj. Nauk, Pr. Kom. Mat.-Przyrod., ser. A, 1, z. 2, Poznań.  
RUDOWSKI S. 1965 — Geologia klifu Kępy Swarzewskiej. Roczn. Pol. Tow. Geol., 35: 301–318.  
RUDOWSKI S. 1972 — Klif Kępy Swarzewskiej. [W:] Przew. 44 Zj. Pol. Tow. Geol.: 171–177.  
RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. 1983 — Słownik tektoniczny cz. XIV — Glacitektonika. Prz. Geol., 31: 502–505.  
RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. 1998 — Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy. [W:] Mycielska-Dowgiało E. (ed.), Struktury sedimentacyjne i postsedimentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna. Warszawa: 13–40.  
RÜHLE E. 1973 — Metodyka badań osadów czwartorzędowych. Wyd. Geol.  
SUBOTOWICZ W. 1982 — Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski. Gdańskie Tow. Nauk., Ossolineum, Wrocław.  
SUBOTOWICZ W. 1997 — Typy brzegu morskiego w Polsce i ich interpretacja litodynamiczna. [W:] Florek W. (red.), Geologia i geomorfologia Pobrzeża i południowego Bałtyku. Słupsk: 251–257.  
UŚCINOWICZ S. 1999 — Southern Baltic area during the last deglaciation. Geological Quarterly 43: 137–148.  
WICHER W. 2001 — Klasyfikacja dna przybrzeża Kępy Redłowskiej na podstawie zdjęcia sonarowego. [W:] Florek W. (red.), Geologia i geomorfologia Pobrzeża i południowego Bałtyku. WSP, Słupsk: 83–90.  
ZALESZKIEWICZ I., MASŁOWSKA M., OLSZAK I.J., KOSZKA-MAROŃ D. & MICHAŁOWSKA M. 2000 — Klif w Gdyni-Orłowie. [W:] VII Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski. Stratygrafia czwartorzędowa i zanik lądolodu na Pojezierzu Kaszubskim. Łącznie, 4–8 września. Państw. Inst. Geol. OGM.