

## **Zmiany rzeźby klifu w rejonie Ustki jako efekt warunków litologicznych oraz procesów ekstremalnych i przeciętnych**

### **Lithological and extreme event control of changes in cliff morphology in the Ustka region**

**Wacław Florek\*, Jacek Kaczmarzyk, Marek Majewski, Ireneusz J. Olszak**

*Akademia Pomorska w Słupsku, Zakład Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk*

**Zarys treści:** Od ponad ośmiu lat autorzy prowadzą badania, których celem jest określenie tempa zmian klifu i plaży w cyklach sezonowych i w wieloleciu, z uwzględnieniem roli ekstremalnych zjawisk hydrodynamicznych. Do celów prowadzonych prac należy także zaliczyć weryfikację dotychczasowych poglądów na temat znaczenia poszczególnych czynników decydujących o tempie i charakterze zmian nadbrzeża (budowa geologiczna, warunki hydrodynamiczne, czynniki antropogeniczne i in.). Autorzy realizują swoje cele badawcze głównie poprzez pomiary geodezyjne wybranych profili klifowych, a także rozpoznanie budowy geologicznej klifów, rejestrację mezo- i mikroform klifowych i plażowych oraz analizę danych meteorologicznych i hydrologicznych. Obserwacje autorów wskazują, że procesy abrazji i procesy masowe nie „konkurują” ze sobą w formowaniu strefy nadbrzeża, a tworzą swoistą sekwencję, w której abrazja związana ze sztormami i wysokimi stanami morza prowadzi do „wystromienia” klifu, zaś rola procesów stokowych (obrywania, osypywania i osuwania) ujawnia się w okresach bezsztormowych i prowadzi do „wygładzenia” profilu klifu. Stwierdzono też, że duże sztormy, które wystąpiły późną jesienią 2004 r., a także w sezonach 2005/06 i 2006/07, wpłynęły na uaktywnienie klifów w dziewięciu z dziesięciu badanych profili, jednak zakres zaobserwowanej abrazji jest dużo mniejszy od oczekiwanego.

**Słowa kluczowe:** abrazja, klif, wybrzeże południowego Bałtyku, strefa brzegowa, litologia

**Abstract:** Monitoring of cliff cross profile changes in the Ustka area have been carried out by the authors for more than 8 years. The aim of the project has been to verify the validity of the model suggested by different authors before, who described patterns of cliff development in the area. For example, certain observations on the South Baltic cliffs have led to the preliminary conclusion that the role played by geological conditions and related hydrogeological features in differentiating rates of cliff evolution is more important than assumed so far.

The measurements in the controlled cliff profiles have yielded the following results:

- beaches are the most dynamic areas in the onshore part. They undergo periodical changes, accreting from spring to summer and being eroded in autumn and winter;
- upper sections of the cliffs, typically built of aeolian sand, are least resistant. Hence, they are subject to mass movement, particularly in summer, under impact of vacationers. As a consequence, sandy taluses and aprons form in the depositional area near the cliff base;
- toes of landslide tongues in Poddąbie and Dębina are now being progressively abraded. The slide in Dębina was reactivated during winter seasons 2005/2006 and 2006/2007, causing further enlargement of the landslide niche;

\* e-mail: florekw@pap.edu.pl

- after extreme storms beach accretion takes place in coastal sections located eastward from the most abraded cliffs, e.g. between Rowy and Czołpino, east from the landslide-affected areas at Poddąbie and Dębina. In the 2005–2007 period a significant increase in beach width has been observed.

Nevertheless, it is difficult to offer serious conclusions at this stage, particularly because a series of big storms has not occurred recently. Detailed measurements described in this paper will be supplemented by detailed analysis of the geological structure of cliffs and of geomorphology and geology in offshore area.

**Key words:** abrasion, erosion, cliff, South Baltic coast, coastal zone, lithology

## Wprowadzenie

Informacje o wzroście tempa podnoszenia się poziomu oceanu światowego, a w związku z tym i Morza Bałtyckiego wzmagają zainteresowanie procesami brzegotwórczymi, przede wszystkim formowaniem się klifów. Zdaniem Rosy (1984) począwszy od połowy XIX w. datuje się okres nasilania się procesów abrazyjnych, przy czym w warunkach morfologicznych i litologicznych wybrzeża południowego Bałtyku podniesienie się średniego poziomu morza o 1 mm oznacza przesunięcie się linii brzegowej o 1 m. Obecnie poziom oceanu światowego podnosi się o około 1,5 mm rocznie (w rejonie Ustki – 2 mm rocznie; średnia z lat 1951–1985, Zeidler i in. 1995), zatem nasilenie się procesów abrazyjnych winno być traktowane jako zjawisko oczekiwane. Innym problemem związanym z kształtowaniem się linii brzegowej jest ocena roli procesów ekstremalnych, przede wszystkim katastrofalnych sztormów. Wielu autorów wskazuje, że jest ona znaczna (Subotowicz 1976, 1982, Salik 1979, Zawadzka-Kahlau 1994, 1999 i in.)

## Cel i metody badań

Celem badań jest określenie tempa zmian klifu i plaży w cyklach sezonowych i w wieloleciu, z uwzględnieniem roli ekstremalnych zjawisk hydrodynamicznych. Do celów prowadzonych prac należy także zaliczyć weryfikację dotychczasowych poglądów na temat roli poszczególnych czynników decydujących o tempie i charakterze zmian nadbrzeża (budowa geologiczna, warunki hydrodynamiczne, czynniki antropogeniczne i in.).

Podstawowymi sposobami wybranymi przez autorów dla realizacji celów badawczych są:

- pomiary geodezyjne wybranych profili klifowych (10 profili, wykonywanych od ponad ośmiu lat, kilka razy do roku),
- rozpoznanie budowy geologicznej klifów,
- rejestracja mezo- i mikroform klifowych i plażowych (obejmująca także dokumentację fotograficzną form),
- dla celów porównawczych wykorzystanie innych form rejestracji (mapy topograficzne, zdjęcia lotnicze, pomiary geodezyjne wykonane przez innych autorów),

- analiza danych meteorologicznych i hydrologicznych.

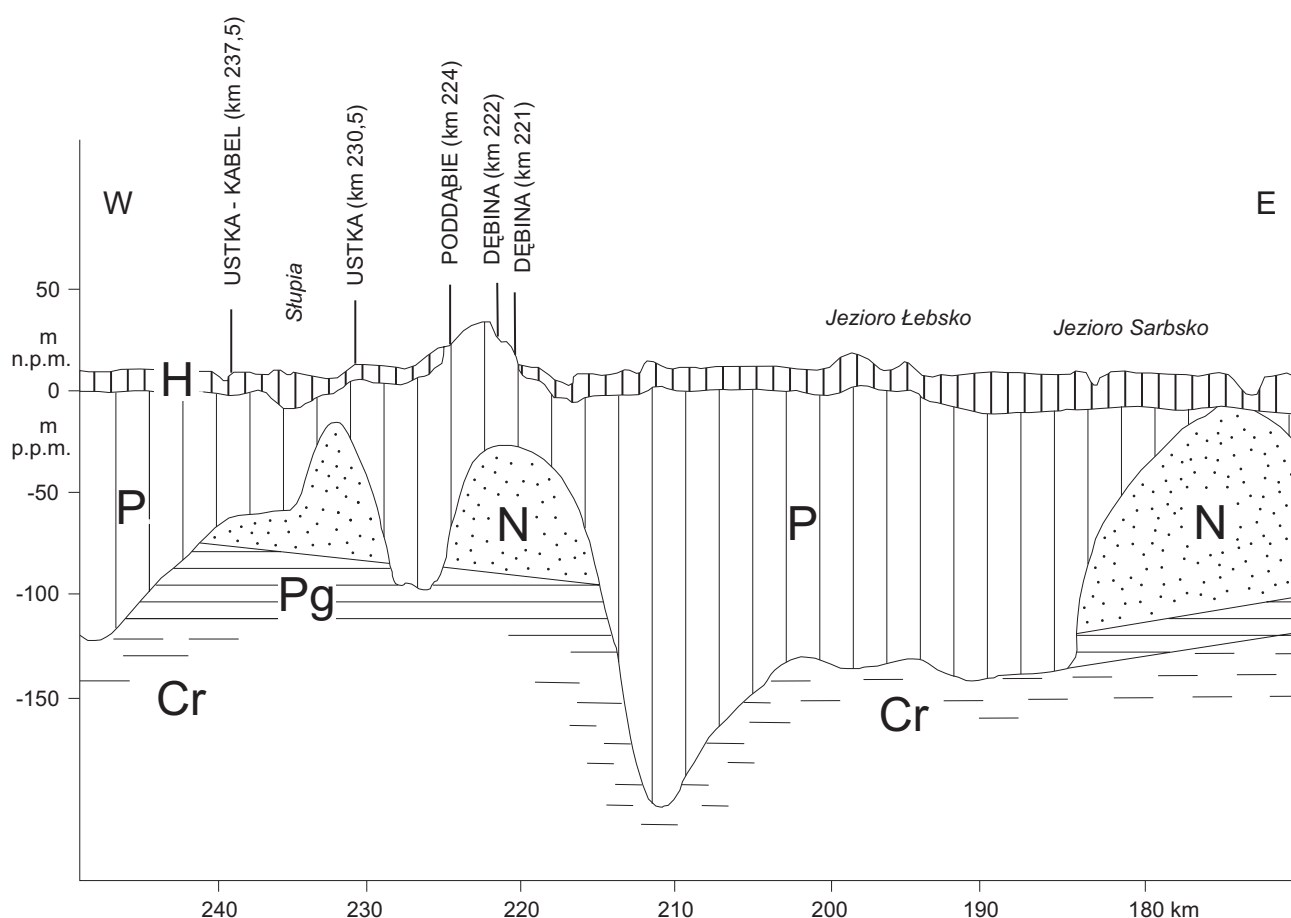
Podobne badania wykonywane są również na innych odcinkach polskiego wybrzeża Bałtyku, a ich metodyka i zakres różnią się, często dość znacznie (por. Zawadzka 1999, 2005, Dudzińska-Nowak 2007, Musielak, Wochna 2006, Musielak i in. 2005, 2007 i in.).

## Budowa geologiczna i sytuacja geomorfologiczna obszaru badań

Obszarem badań są klif i plaża w okolicach Ustki, przez wielu ten odcinek wybrzeża nazywany jest Zatoką Ustecką. Ma on charakter urozmaicony, w przewadze – klifowy, abrazyjny. Powierzchnia podplejstocieńska charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem, gdyż została przekształcona przez egzaracyjną działalność lądolodu. Miąższość osadów czwartorzędowych zmienia się od ok. 120 m na wysokości mierzei jeziora Wicko, przez 40 m w Ustce do ponad 130 m na wschód od ujścia Łupawy. Wysokość klifu zmienia się od około 3–5 m w Ustce (km 236–233), przez 12–15 m w rejonie Orzechowo–Poddąbie (km 230–225), do 25 m w Dębinie (km 222) i 4–5 m w Rowach (km 220–217) (ryc. 1).

Podstawę klifu wszędzie (oprócz ujściowych odcinków Słupi i Łupawy) stanowią gliny bazalne i sływowe oraz osady glacialimniczne powstałe przede wszystkim w późnym vistulianie (po fazie pomorskiej). Gлина bazalna wszędzie zawiera dużą domieszkę materiału żwirowo-kamienistego, niekiedy silnie zwietrzałego (zwłaszcza łupki krystaliczne). Liczne są okruchy wapieni paleozoicznych, często z fauną. W glinie występuje wyraźny cios, z przewagą spękań pionowych. Wyżej leżą późnoglacialne osady limniczne, torfy, a klif wieńczą zwykle górnoholocieńskie piaski eoliczne z glebami kopalnymi.

Na powierzchni osadów spoistych (glin oraz późnoglacialnych i holocieńskich torfów) tworzą się liczne wysięki i źródła, co sprzyja powstawaniu obrywów i osuwisk. Stymuluje to rozwój klifu. Podobną rolę odgrywa obecność falochronów portu Ustka (Florek, Florek 1995).



Ryc. 1. Przekrój geologiczny wzdłuż linii Rowy–Ustka (według: Tomczak 1995)

H – holocen, P – plejstocen, N – neogen, Pg – paleogen, Cr – kreda; zaznaczono położenie kontrolowanych stanowisk

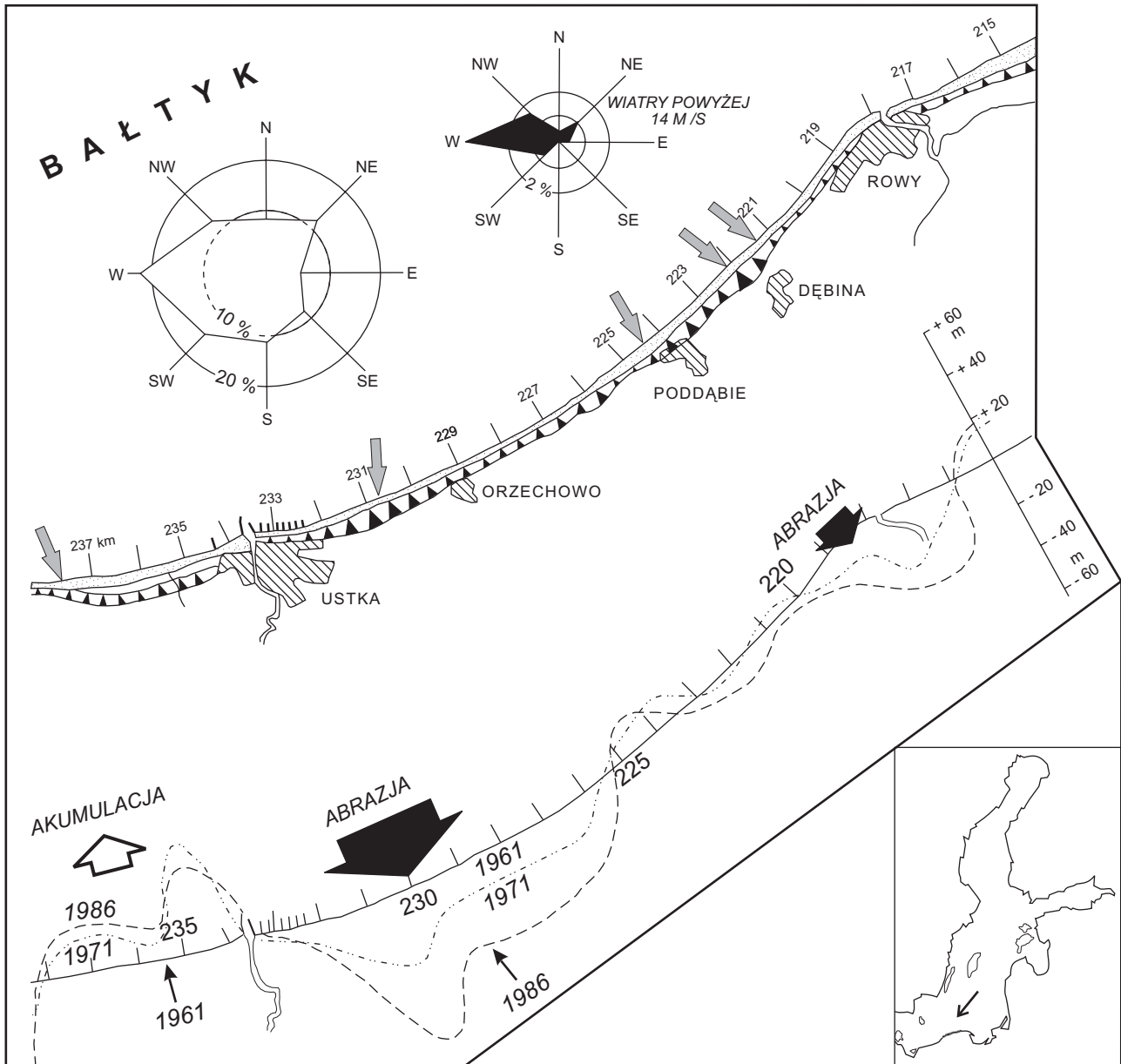
Fig. 1. Geological (W-E) cross-section Rowy–Ustka (after: Tomczak 1995)

H – Holocene, P – Pleistocene, N – Neogene, Pg – Paleogene, Cr – Cretaceous; marked location of the sites under control

## Tempo cofania się klifów w świetle archiwalnych materiałów geodezyjnych i map, w nawiązaniu do warunków sztormowych

Porównanie materiałów kartograficznych i katastralnych z lat 1862–1938 wykazało, że brzeg na wschód od Ustki cofnął się w tym czasie o 150 m, a więc w tempie około 2 m/rok; według Zawadzkiej-Kahlau (1994, 1999), w ciągu ostatnich 100 lat tempo to wynosiło 1,6 m/rok. Co więcej, zestawienie map katastralnych z lat 1960 i 1970 z pomiarami geodezyjnymi z roku 1978 (Salik 1979) wskazało, że tempo abrazyj klifu na wschód od Ustki wyniosło 1,0–2,3 m/rok, zaś w okolicach Dębiny – 0,2–1,8 m/rok (ryc. 2). Zawadzka-Kahlau (1994, 1999) oceniła tempo tych zmian w latach 1971–1983 na 2,7 m/rok w Ustce i 1,65–2,65 m/rok w Dębiniu. Na te wartości składają się katastrofalne ubytki, rzędu 7–8 m (np. w roku 1983), które oddzielone są krótkimi okresami stabilizacji brzegu bądź nawet narastania plaży. Podkreślić należy, że największe zniszczenia abrazyjne wystąpiły

pod koniec ciepłych zim (np. 1913/14, 1982/83, 1986/87, 1999/2000, 2006/07), kiedy to brzeg nie był chroniony pokrywą lodu morskiego, a sztormy rozwijają się przy dominacji wiatru z sektora N-NE (Florek, Florek 1995). Niejasna pozostaje rola sztormów jako czynników determinujących tempo cofania się klifów. Analizy nie ułatwia fakt, iż w wielu pracach pod pojęciem zjawisk sztormowych rozumie się jedynie podniesienie poziomu morza ponad określoną wartość (por. Majewski i in. 1983, Sztobryn, Stigge 2005). Z danych zgromadzonych przez Kapitanat Portu Ustka wynika, że w okresie 1999–2007 w rejonie Zatoki Usteckiej wystąpiło ponad 40 sztormów, z których 27 można uznać za silne (podczas których siła wiatru przekraczała 8°B), a 8 za skrajnie silne. W tych ostatnich przypadkach wiązało się to zwykle z wysokim stanem wody (tab. 1). Ze wstępnej analizy danych wynika, że w ostatnich latach znaczną abrazję zaobserwowano zarówno podczas sztormów późnojesiennych (listopad 2004), jak i całego sezonu sztormowego obejmującego późną jesień i zimę (2006/07), przy dominacji wiatru wiejącego z kierunku NW.



**Ryc. 2.** Zmiany położenia dolnej krawędzi klifu na odcinku Ustka-Rowy w latach 1961–1971–1986 (Dziedzic i in. 1994a, Dziedzic i in. 1994b)

**Fig. 2.** Coastline evolution between Rowy and Ustka. Changes of cliff foot in the years 1961–1971–1986 (Dziedzic i in. 1994a, Dziedzic i in. 1994b)

## Rozwój wybranych profili klifów w świetle wyników pomiarów geodezyjnych

Jak już wspomniano, autorzy prowadzą pomiary 10 profili klifowych. W niniejszym artykule ograniczono się do prezentacji pięciu spośród nich.

### Stanowisko Ustka (km 230,3 i 230,5)

W tym rejonie, bezpośrednio na glinie bazalnej, bez wyraźnej granicy sedimentacyjnej zalega osad ilasto-gliniasty glin spływowych, o zmiennym uziarnie-

niu i z występującą w obniżeniach strukturą warwową. Na powierzchni ilu spoczywa 2–45-centymetrowa warstwa torfu, z dużym udziałem makroszczątków *Betula nana* (Marsz i Tobolski 1993).

W obniżeniach terenu na torfach leżą osady limniczne. Mają one postać zapiaszczonej i zailonej gytii wapiennej z makroszczątkami roślin i fauny. Powyżej zalega bezwapienna gytia detrytusowa, której zasięg występowania ogranicza się do stanowiska położonego na km 230,5.

Wyżej leżą piaski poprzewarstwiane 1–5 poziomami torfów mszystych. Na powierzchni tej serii osadów rozwinęła się gleba kopalna, datowana na

**Tabela 1.** Charakterystyka największych sztormów, jakie nawiedziły Zatokę Ustecką w latach 2000–2006**Table 1.** Characteristics of strongest storms in Ustka Bay in 2000–2006 years

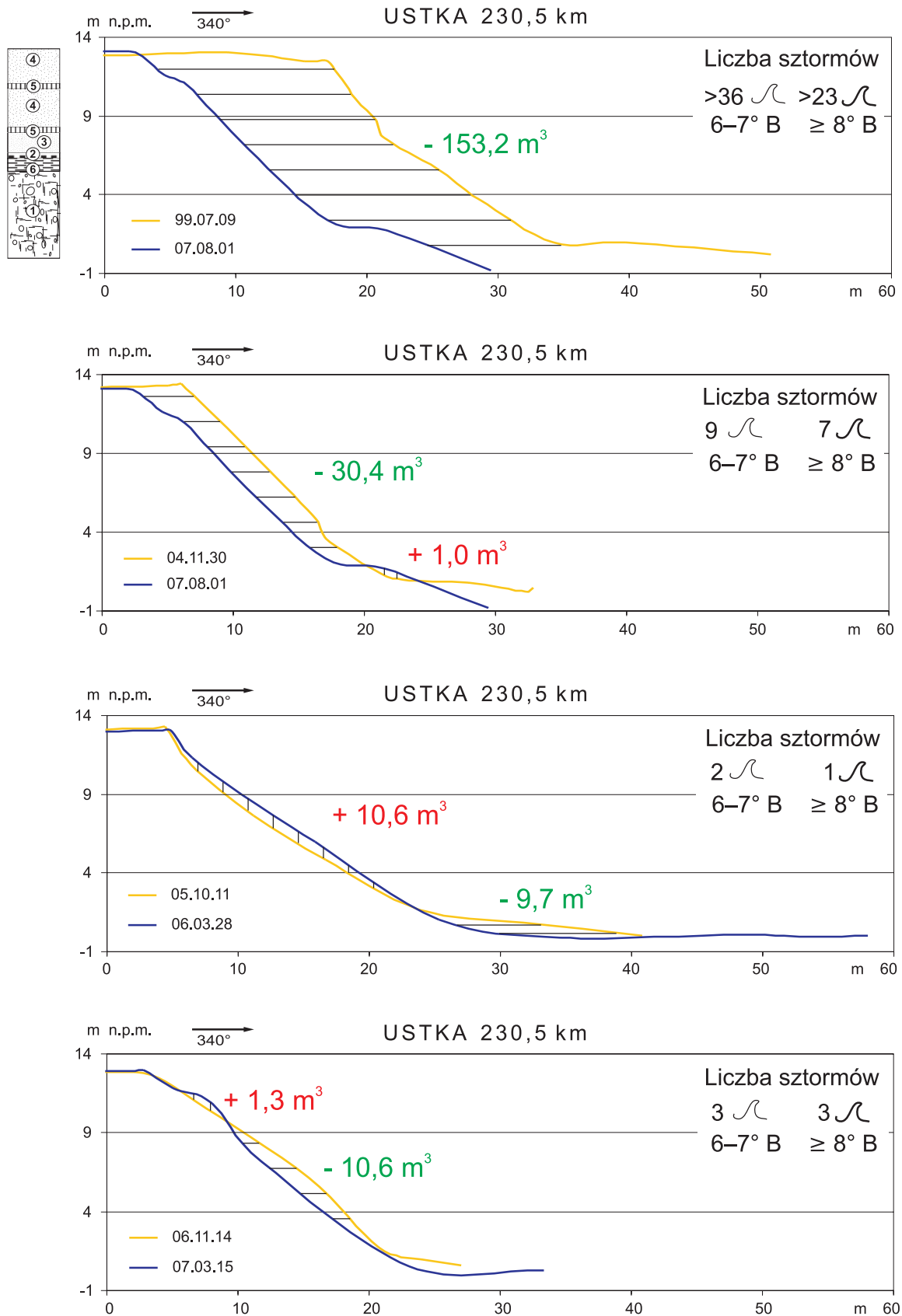
Lp.	Data wystąpienia	Największa siła wiatru w °B (w porywach)	Kierunek wiatru	Stan morza	Maksymalny stan wody w Ustce (w cm)
1	5–7.02.1999	8–9(10–12)	W-SW	5–6	560
2	23–25.02.1999	8–9(10)	N-NW	5–6	560
3*	3–4.12.1999	10–12	NW-W	5–7	570
4*	17–19.12.1999	8–11(12)	SW-W	5–7	560
5	29–31.01.2000	9 (10)	W-NW	5–6	560
6	8–10.09.2001	8–9(10–11)	NW-W, NW-N	5–6	520
7	8–10.10.2001	7–9(10)	NW-N	5–6	580
8	28.10.–5.11.2001	7–9 (10–12)	NW-W	5–6	560
9	14–16.11.2001	9–10 (11)	W-NW	6–7	605
10	22–23.11.2001	8–9(10)	W-NW	5–6	595
11	31.12.2001–2.01.2002	10 (11)	NW-N	5–6	610
12	4–7.04.2003	8–9 (11)	NW-N-NE	5–6	590
13	6–7.06.2003	8(9)	N-NE	3–4	580
14	23–27.06.2003	8–9(10–11)	W-NW	5–6	560
15	5–8.12.2003	10 (11)	NW-N	5–6	590
16	2–4.03.2004	8–9	NW-N-NE	5–6	540
17	19–22.03.2004	8–9(10–11)	SW-W	5–6	490
18*	17–18.11.2004	11 (12)	W-NW	6	555
19*	23–24.11.2004	9–10 (11–12)	NW-N	6	640
20	5–11.01.2005	8–9(10–11)	SW-W-NW	6	580
21*	1–2.11.2005	9–10 (11–12)	W-NW	6	600
22*	1–2.11.2006	9–10 (11–12)	W-NW-N	5–6	627
23	6–7.11.2006	8–9(10)	W-NW	5–6	530
24*	10–15.01.2007	9–10(11–12)	SW-W	5–6	590
25*	18–22.01.2007	9–10(11–12)	SW-W	6	590
26	31.01–4.02.2007	8–10(11)	NW-N	5–6	590
27	25–28.11.2007	7–9(10)	NW-W	5–6	565

\* – sztormy, które można uznać za ekstremalne; dane Kapitanatu Portu Ustka

2980±60 lat BP (*Gd-5368*), przykryta osadami eolicznymi, wśród których leżą gleby kopalne (Marsz, Tobolski 1993, Tomczak 1993; ryc. 3, 4). Strop osadów stanowi gleba typu naspa, składająca się z naprzemianległych warstewek próchnicznych i piasków nawiewanych z plaży.

W badanym okresie klif usteki w obydwóch kontrolowanych profilach cofał się systematycznie. Charakterystyczny jest zróżnicowany zakres cofnięcia się górnych krawędzi klifu (odpowiednio ok. 15 m – km 230,5 i 5 m – 230,3), aniżeli jego podstawy (odpowiednio: 18 m i 3 m). Wiąże się zarówno ze zróżnicowaniem budowy geologicznej (w obu przypadkach górne partie klifu tworzą drobnopiaszczyste osady

eoliczne, łatwo podlegające obrywom, osuwaniu lub osypywaniu), jak i z narastającą antropopresją (zwłaszcza w profilu położonym na km 230,5) przejawiającą się schodzeniem turystów po ścianie klifu, w ciągu całego roku, z wyjątkiem okresów sztormowych. Znaczne różnice obserwuje się też w intensywności procesów abrazyjnych mierzonych ubytkiem materiału skalnego w okresie objętym pomiarami w ilości 153,2 m<sup>3</sup>/mb na km 230,5 i 50,2 m<sup>3</sup>/mb na km 230,3. Oznacza to w pierwszym przypadku, że w okresie 1 roku na stanowisku Ustka (km 230,5) ubywa rocznie 18,95 m<sup>3</sup>/mb, zaś na stanowisku Ustka (km 230,3) – 6,2 m<sup>3</sup>/mb materiału skalnego. Paradoksalnie, ostatnie sezony sztormowe (2004/07) nie



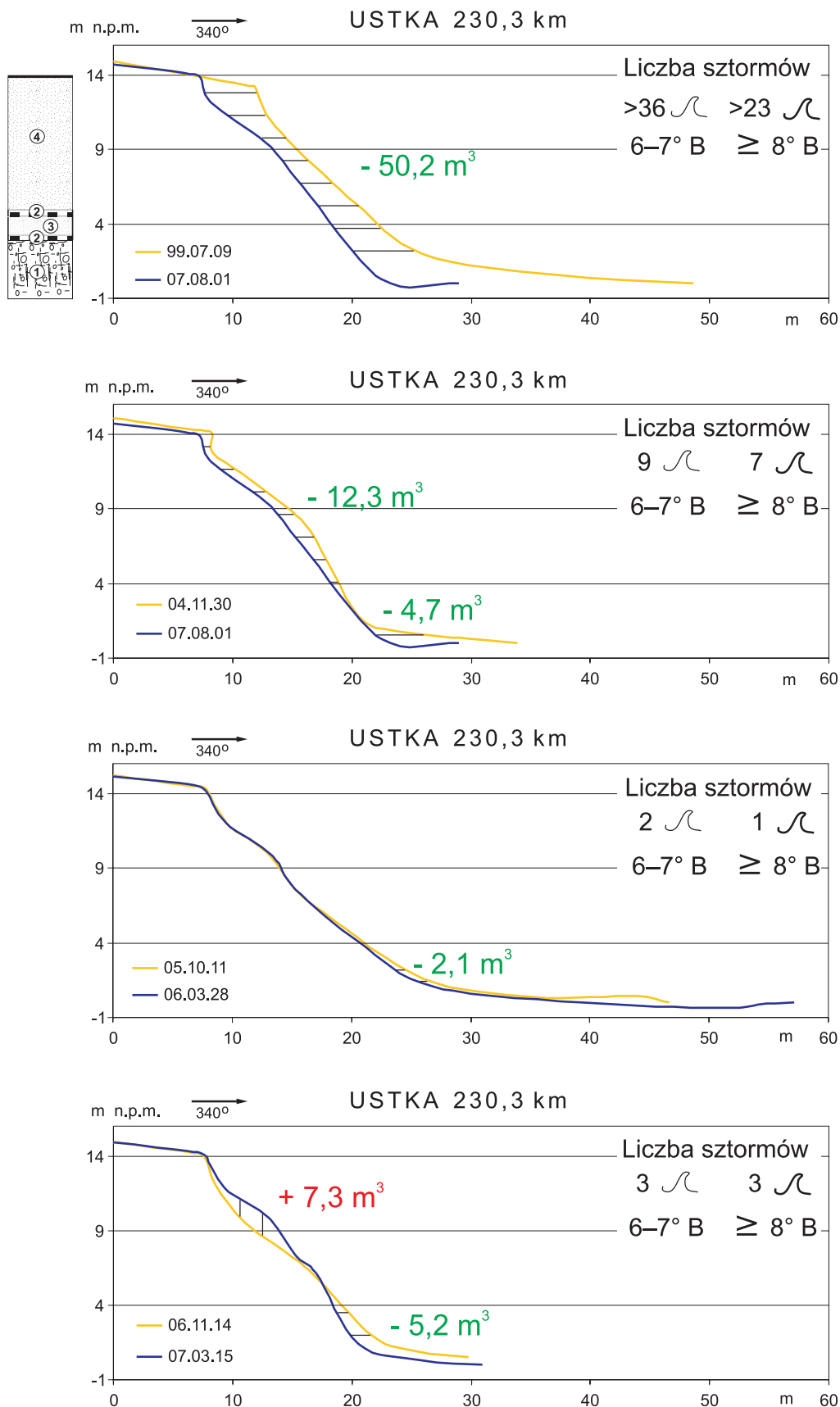
**Ryc. 3.** Budowa geologiczna i zmiany profilu klifu na stanowisku Ustka-wschód (km 230,5) w okresie od lipca 1999 do sierpnia 2007

1 – glina zwałowa, 2 – torf, 3 – piaski z drobnym żwirem w stropie, 4 – piaski wydymowe, 5 – gleby kopalne, 6 – utwory zastoiskowe i wodnolodowcowe

**Fig. 3.** Geological structure and changes of the cliff profile in Ustka-east site (km 230.5) between July, 1999 and August, 2007

1 – till, 2 – peat, 3 – medium grain sand, with gravel at the top, 4 – aeolian sand, 5 – fossil soil, 6 – varved silt and clays and glaciowater till





Ryc. 4. Budowa geologiczna i zmiany profilu klifu na stanowisku Ustka-wschód (km 230,3) w okresie od lipca 1999 do sierpnia 2007

1 – glina zwalowa, 2 – torfy i piaski torfiaste, 3 – piaski z drobnym żwirum w stropie, 4 – piaski wydymowe

Fig. 4. Geological structure and changes of the cliff profile in Ustka-east site (km 230.3) between July, 1999 and August, 2007

1 – till, 2 – peat and peaty sand, 3 – medium grain sand, with gravel at the top, 4 – aeolian sand



**Fot. 1.** Zmiany plaży i klifu na stanowisku Ustka-wschód (km 230,5)

A – listopad 2004, B – marzec 2006, C – listopad 2006, D – sierpień 2007

**Photo 1.** Changes of beach and cliff in Ustka-wschód site (km 230,5)

A – November 2004, B – March 2006, C – November 2006, D – August 2007

pociągnęły za sobą znaczących ubytków brzegu na stanowiskach położonych na wschód od Ustki. Odnotowywano nawet przyrost części klifu jako efekt nawiewania piasku z plaży i ruchów masowych. Podobne, bo niemal trzykrotne zróżnicowanie tempa abrazyj klifu na obu stanowiskach wyrażone zostało średnim tempem cofania się podstawy klifu (tab. 2). Istotne są także przemiany plaży – zarówno jej szerokość, jak i wysokość zmieniają się znacznie. W okresie aktywności procesów stokowych obejmujących przede wszystkim piaski eoliczne u podnóża klifu powstaje hałda usypiskowa, rozmywana w okresach sztormowych. Poziom plaży zmieniał się cyklicznie: przyrastał od wiosny do lata i był redukowany w miesiącach jesienno-zimowych za sprawą sztormów.

### Stanowisko Dębina-zachód (km 222,2)

Stanowisko to usytuowano w miejscu, gdzie klif dębiński jest najwyższy (jego krawędź oscyluje wokół rzędnej 25 m n.p.m.). Opisy budowy geologicznej klifu w literaturze różnią się znacznie (Petelski 1985, Jasiewicz 1995, Maślowska i in. 2006). W poziomie morza występują tu drobnoziarniste piaski, z przewarstwieniami iłów i mułków. Zawierają one zapew-

ne zaburzone glacitektonicznie osady paleo- lub neogęskie (Petelski 1985). Według najnowszych i zdaniem autorów najbardziej przystających do rzeczywistości opisów Jasiewicza (1998) i zespołu Maślowskiej (2006) podstawa klifu dębińskiego zbudowana jest tu z szarej gliny zwałowej, której strop znajduje się na rzędnej 3,5–4,0 m n.p.m. i obniża się w kierunku zachodnim. Lokalnie spoczywają na niej płyty zerodowanej gliny brązowej o miąższości nieprzekraczającej 0,8 m. Wyniki datowań oraz badań litopetrograficznych wskazują, że występuje tu szara glina datowana na około 60 ka. Nad gliną leży znacznej miąższości warstwa zaburzonych osadów glacialimnicznych, w które zostały włączone wkładki i soczewki różnowiekowych glin (ryc. 5). Korona klifu jest zbudowana z późnovistuliańskich osadów stokowych i eolicznych (Subotowicz 1982) oraz górnoholocenijskich gleb typu naspa.

Opisywany profil zachodni (km 222,2, ryc. 5) jest regularny, ze stromą ścianą klifu, choć tuż na wschód od niego znajduje się osuwisko rozwijające się powoli, lecz systematycznie. Przez osiem lat profil ten zachował swój stromy kształt i cofnął się niewiele (5,7 m – górna krawędź, i 5,5 m – podstawa klifu). Znaczące zmiany – obrywy i abrazyjna obróbka mate-



**Tabela 2.** Intensywność abrazji klifów

**Table 2.** Cliff abrasion intensity

Stanowisko (km brzegu)	Tempo cofania się (abrazji) badanych klifów				
	cofanie się podstawy klifu w m [m/rok]		abrazja w m <sup>3</sup> /mb brzegu		
	03.1999 [03.1998]–08.2007	03.1999 [03.1998]–08.2007	11.2004–08.2007	10.2005–03.2006	11.2006–03.2007
Dębina (221,0)	6,5 [0,69 m/rok]	78,4	13,7	19,8	1,5
Dębina (221,3)	10,0 [1,06 m/rok]	69,8	53,0	19,8	14,2
Dębina (222,2)	5,5 [0,68 m/rok]	102,9	52,0	+2,2	14,1
Ustka (230,3)	3,0 [0,37 m/rok]	50,2	12,3	2,1	+2,1
Ustka (230,5)	18,0 [2,22 m/rok]	153,2	30,4	+10,6	9,3

riału – dokonali się podczas sztormów zimowych przed rokiem 2004 oraz w sezonie 2004/05. W sezonach 2005/06 i 2006/07 zmiany były zaskakująco małe i ograniczały się do „wystromienia” profilu klifu w okresach sztormów i stopniowego jego przekształcania przez tworzenie się obrywów i niewielkich osuwisk. Tempo abrazji klifu wyrażone ubytkiem masy skalnej w całym okresie badawczym wyniosło 102,9 m<sup>3</sup>/mb brzegu (ryc. 5), co oznacza, że wydajność tego

procesu wynosiła tu 12,7 m<sup>3</sup>/mb/rok. Zmiany plaży wyrażają się przede wszystkim w okresowych zmianach jej szerokości.

#### Stanowisko Dębina-wschód (km 221)

Rzędne górnej krawędzi klifu na stanowisku Dębina-wschód (km 221,0) niewiele przekraczają 10 m n.p.m. Budowa geologiczna tej części klifu została

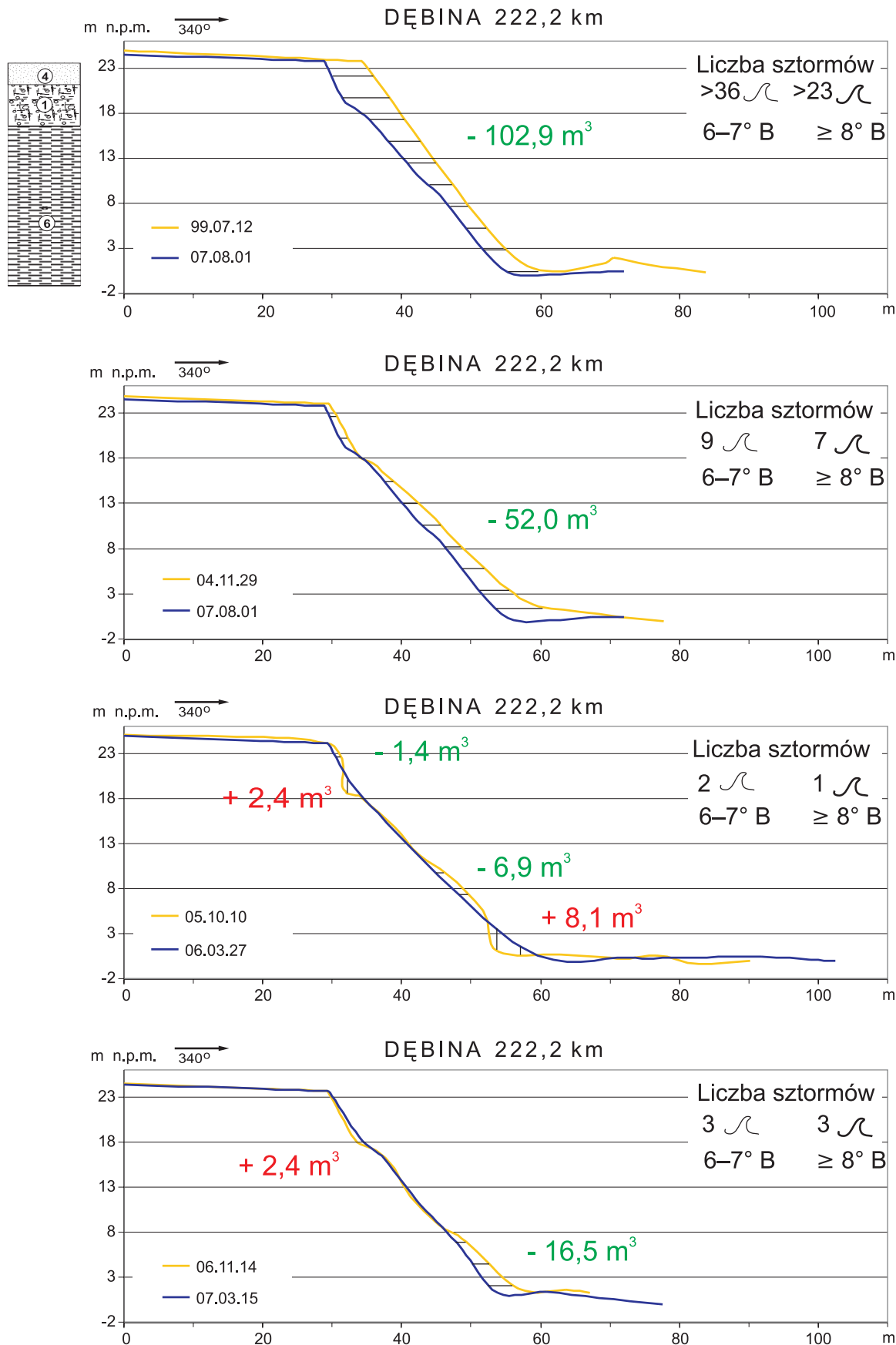


**Fot. 2.** Zmiany plaży i klifu na stanowisku Dębina (km 222,2)

A – luty 2002, B – marzec 2006, C – listopad 2006, D – sierpień 2007

**Photo 2.** Changes of beach and cliff in Dębina site (km 222.2)

A – February 2002, B – March 2006, C – November 2006, D – August 2007



**Ryc. 5.** Budowa geologiczna i zmiany profilu klifu na stanowisku Dębina (km 222,2) w okresie od lipca 1999 do sierpnia 2007 r.

1 – glina zwałowa, 4 – piaski wydymowe, 6 – utwory zastoiskowe i wodnolodcowe

**Fig. 5.** Geological structure and changes of the cliff profile in Dębina site (km 222.2) between July, 1999 and August, 2007

1 – till, 4 – aeolian sand, 6 – varved silt and clays and glaciowater till





**Fot. 3.** Zmiany plaży i klifu na stanowisku Dębina (km 222,2)

A – czerwiec 1998, B – luty 2002, C – listopad 2004, D – sierpień 2007

**Photo 3.** Changes of beach and cliff Dębina site (km 222,2)

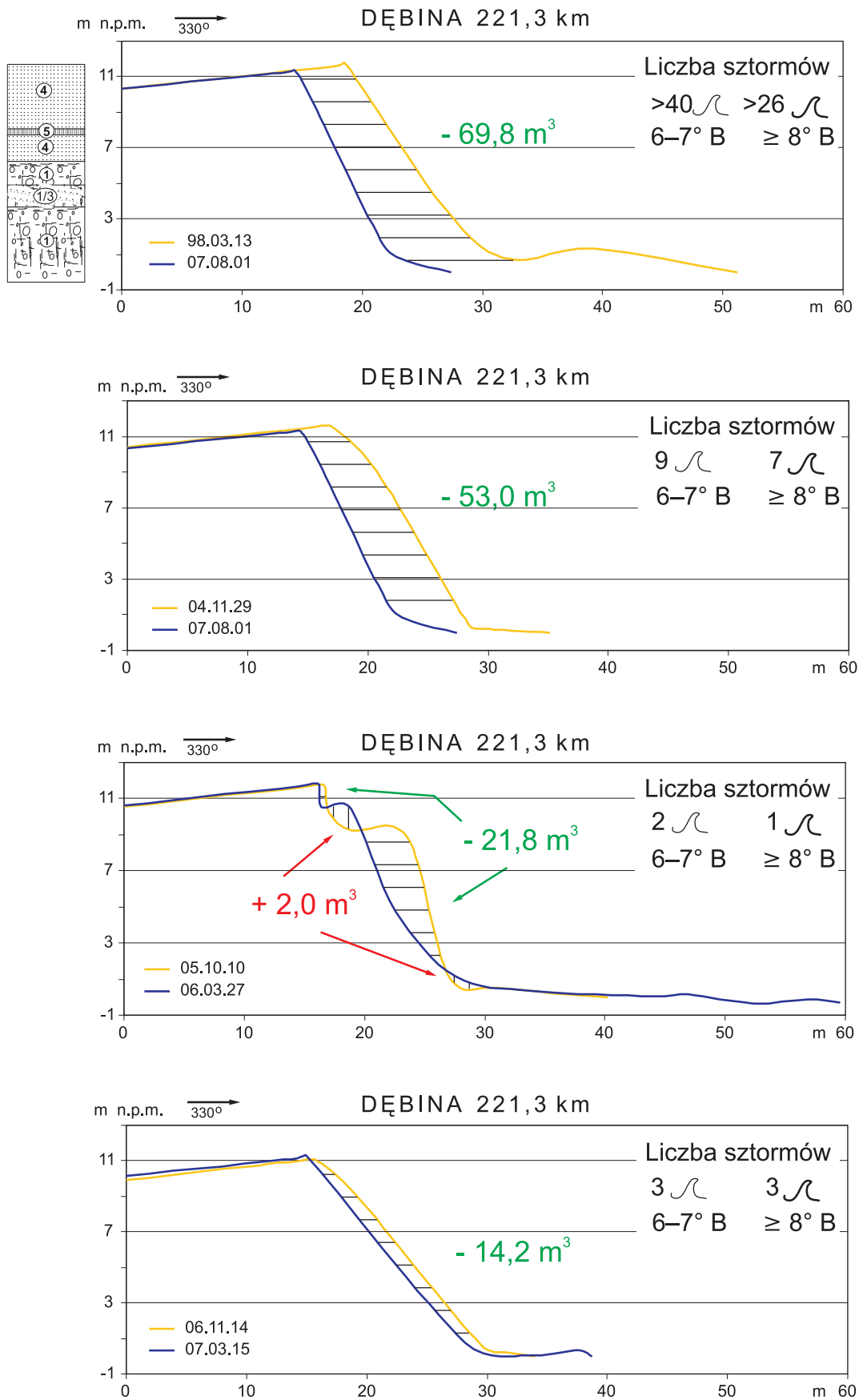
A – July 1998, B – February 2002, C – November 2004, D – August 2007

opisana przez Petelskiego (1975, 1985) i ostatnio przez Jasiewicza (1998). W latach 2001–2004 przeprowadzono tu badania litopetrograficzne i stratygraficzne (Masłowska i in. 2006, Olszak i in. 2007). Na poziomie morza występuje tu glina zwałowa, określona przez Petelskiego jako glina brunatna (według Florka 1996 – szara, według Jasiewicza – czarna), silnie skompresowana, z dużą ilością materiału żwirowo-głazowego. Strop gliny obniża się w kierunku wschodnim od rzędnej około 3,8 m n.p.m., a na wysokości km 220 schodzi poniżej poziomu morza. Glina ta jest silnie zaburzona. Zimowe sztormy (np. w sezonie 1995/96) wypręparowały w niej silnie nachylone ku południowi, łuskowe struktury, biegnące na długości kilkuset metrów (Florek 1996, Jasiewicz 1998). Wyniki badań litopetrograficznych (Masłowska i in. 2006) i datowań termoluminescencyjnych (Olszak i in. 2007) pozwalają wyróżnić w obrębie tej gliny trzy poziomy, których wiek został ustalony odpowiednio na:  $62,0 \pm 9,3$  ka – poziom dolny,  $59,3 \pm 8,9$  ka – poziom środkowy oraz  $54,5 \pm 8,2$  ka – poziom górny. Wyżej leży brązowa (według Jasiewicza – brązowo-szara, ryc. 5), piaszczysta, glina zwałowa, miejscami zawierająca przewarstwienia piasków gliniastych i żwirów. Na tej warstwie gliny, we

wschodniej części klifu, a więc w rejonie kontrolowanych profili klifowych, spoczywa jasnobrązowa (według Jasiewicza – czerwona), piaszczysta glina zwałowa, z licznymi głazami o średnicy sięgającej 60 cm. Zdaniem Petelskiego (1985) jest ona pozostałością transgresywną fazy gardzieńskiej. Pomiędzy tymi poziomami glin występują glaciolimniczne osady piaszczysto-mułkowe z soczewkami żwirów. Miąższość tych osadów jest bardzo zróżnicowana i wynosi od 4,5 m w części wschodniej do 0,3 m w części zachodniej tego odcinka brzegu morskiego. Strop osadów piaszczysto-mułkowych jest wyrównany i znajduje się na rzędnej, w przybliżeniu, 5 m n.p.m. Osady te są zaburzone. Skład petrograficzny tych żwirów występujących w soczewkach, jak też wiek całej serii wskazują na ich ścisły związek z leżącą pod nimi gliną (Masłowska i in. 2006, Olszak i in. 2007). Seria piaszczysto-mułkowa przykryta jest cienką (0,08 m) warstwą bruku.

Powyżej bruku leżą drobno- i średnioziarniste piaski eoliczne, w których obrębie znajduje się pojedynczy poziom gleby kopalnej. Miąższość tej serii wynosi 3–4,5 m.

Profil zachodni (km 221,3, ryc. 6) po wyraźnym, równoległym cofnięciu się wiosną 1998 r. pozostawał



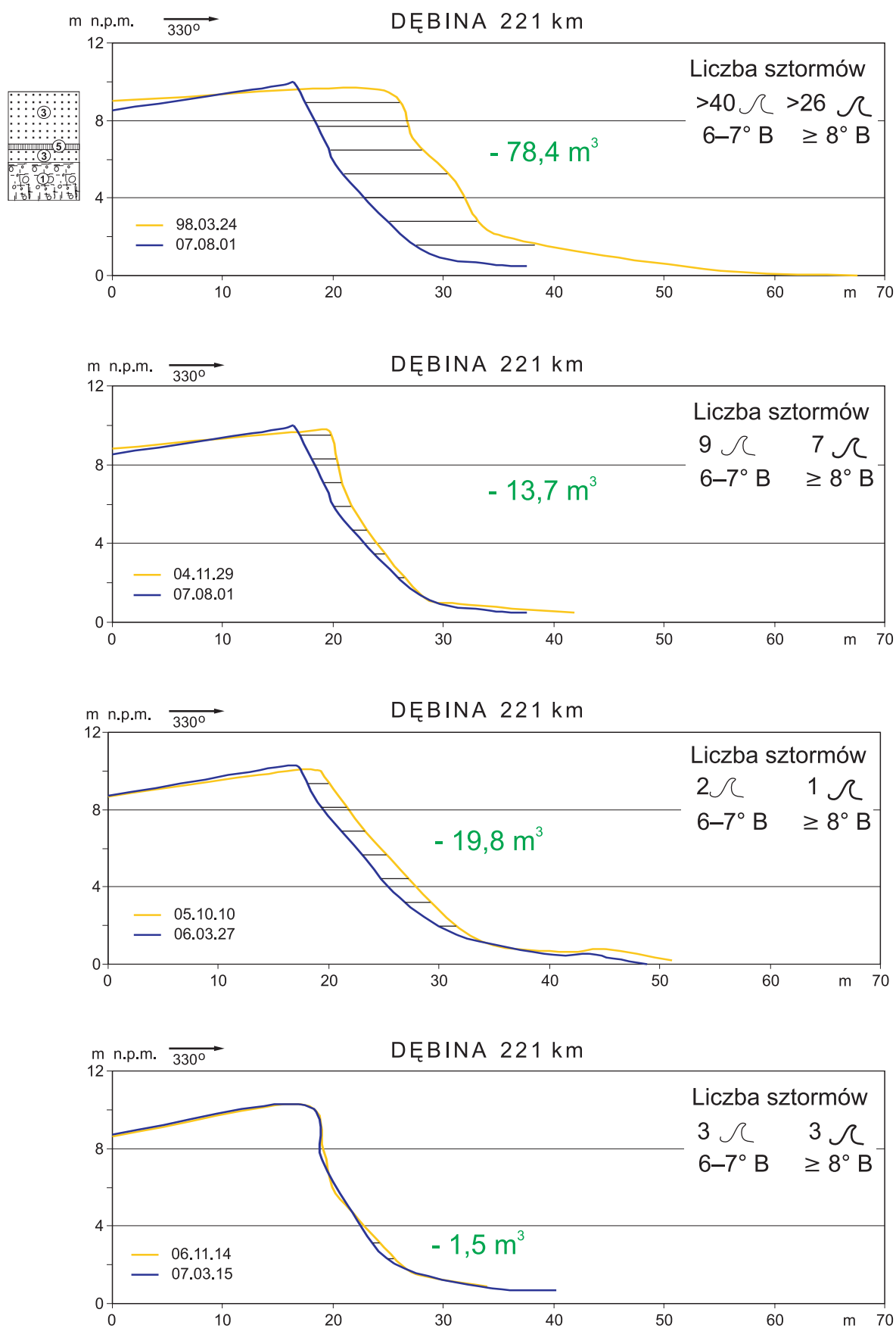
**Ryc. 6.** Budowa geologiczna i zmiany profilu klifu na stanowisku Dębina (km 221,3) w okresie od marca 1998 do sierpnia 2007 r.

1 – glina zwałowa, 3 – piaski z drobnym żwirkiem w stopie, 4 – piaski wydymowe, 5 – gleby kopalne

**Fig. 6.** Geological structure and changes of the cliff profile in Dębina site (km 221.3) between March, 1998 and August, 2007

1 – till, 3 – medium grain sand, with gravel at the top, 4 – aeolian sand, 5 – fossil soil





Ryc. 7. Budowa geologiczna i zmiany profilu klifu na stanowisku Dębina (km 221,0) w okresie od marca 1998 do sierpnia 2007 r.

1 – glina zwałowa, 3 – piaski z drobnym żwirem w stropie, 5 – gleby kopalne

Fig. 7. Geological structure and changes of the cliff profile in Dębina site (km 221.0) between March, 1998 and August, 2007

1 – till, 2 – peat, 3 – medium grain sand, with gravel at the top, 5 – fossil soil

stabilny, a od 2004 r. rozwijał się bocznie, gdyż tempo abrazji było zdecydowanie większe na zachód od tego stanowiska aniżeli na wschód. Związane to jest z obecnością wychodni bardzo odpornej, szarej gliny zwałowej, która tworzy tu wyraźny cokół, obniżający się ku zachodowi. W badanym okresie korona klifu cofnęła się o 9,0 m, a jego podstawa o 10,0 m. Tempo abrazji klifu wyrażone ubytkiem masy skalnej w całym okresie badawczym wyniosło 69,8 m<sup>3</sup>/mb brzegu (ryc. 6), co oznacza, że wydajność tego procesu wynosiła tu 7,4 m<sup>3</sup>/mb/rok. Znaczące zmiany nastąpiły w sezonie sztormowym 2005/6, kiedy to drastycznie przekształcił się profil klifu (ryc. 6), a ubytek materiału skalnego wyniósł 19,8 m<sup>3</sup>/mb brzegu. Część plażowa analizowanego profilu zmieniała się w analizowanym okresie znacznie; dotyczy to zarówno szerokości plaży, jak i miąższości budujących ją osadów. Ponowne jego uruchomienie nastąpiło w zimie 2006/07.

W profilu wschodnim (km 221,0, ryc. 7) latem 1999 r. wczasowicze przyczynili się do osunięcia się górnej, piaszczystej części korony klifu, a późniejsze sztormy usunęły powstałe wówczas hałdy usypiskowe. W badanym okresie korona klifu cofnęła się o 9,5 m, a jego podstawa o 6,5 m. Tempo abrazji klifu wyrażone ubytkiem masy skalnej w całym okresie badawczym wyniosło 78,4 m<sup>3</sup>/mb brzegu (ryc. 7), co oznacza, że wydajność tego procesu wynosiła tu 8,3 m<sup>3</sup>/mb/rok. W badanym profilu podczas zimy 2005/06 klif został znacząco odmłodzony i pozostał praktycznie stabilny w okresie sztormowym 2006/07. W części plażowej profil był relatywnie stabilny aż do roku 2004.

Warto dodać, że na całym tym odcinku na stropie osadów gliniastych i mułkowo-ilastych występują liczne wysięki. Aktywność tej strefy powoduje, że po powierzchni ślizgowej utworzonej na nawodnionej powierzchni osadów nieprzepuszczalnych zsuwają się, lub spływają leżące wyżej osady piaszczysto-mułkowe i piaski eoliczne, tworząc u podnóża klifu okrywę, której obecność w okresach bezsztormowych wywołuje efekt pozornego przesuwania się podstawy klifu w kierunku morza.

## Podsumowanie

Podjęte przez autorów badania zmian profili poprzecznych klifów w rejonie Ustki zakrojone zostały na wiele lat. Wynika to m.in. stąd, iż dotąd przeprowadzone obserwacje południowobałtyckich klifów wskazują, iż stopień zróżnicowania ich budowy geologicznej i uwarunkowanych nią cech hydrogeologicznych jest większy, aniżeli przyjmowali to autorzy wcześniejszych opracowań. Podstawowe znaczenie ma uziarnienie (udział frakcji ilastej) i struktura gliny budującej podstawę klifu, także w jego części podwodnej. Silne spękanie gliny budującej podstawę klifu w rejonie ujścia Potoku Orzechowskiego (km

228,5–229,6) prawdopodobnie jest powodem tego, iż na tym odcinku Zatoka Ustecka najbardziej wcina się w ląd.

Przeprowadzone pomiary wykazały, że w dłuższym okresie tempo abrazji badanych klifów układa się dość regularnie. Tempo ich cofania się mierzone przesuwaniem się korony klifów zmienia się nieregularnie (tab. 2), podobnie jak intensywność procesu abrazji mierzona ubytkiem masy skalnej w m<sup>3</sup> na metr bieżący brzegu. Ta ostatnia większa jest tam, gdzie klif w znacznie większym stopniu zbudowany jest z nieodpornych piasków eolicznych (np. Ustka – km 230,5) bądź limnoglacialnych (Dębina – km 222,2), oraz tam, gdzie jest po prostu wyższy. Wyjątkiem są odcinki, na których w nieodległej przeszłości miały miejsce znaczące ruchy masowe (osuwiska); izolują one klif od bezpośredniego abrazyjnego oddziaływania fal (Dębina – km 222,0).

Dotychczasowe pomiary wykazały, że w poddanych kontroli profilach:

- najbardziej dynamiczną strefą nadbrzeża jest plaża, co zauważają liczni autorzy, m.in. ostatnio Musielak, Łabuz i Wochna (2007); podlega ona zmianom cyklicznym: przyrasta od wiosny do lata i ulega abrazji w miesiącach jesienno-zimowych;
- najmniej odporną na niszczenie częścią klifu jest jego korona, najczęściej zbudowana z piasków eolicznych, które łatwo podlegają procesowi osypywania, zwłaszcza latem i przy aktywnym udziale wczasowiczów; z materiału osypanego z górnej części klifu u jego podstawy formują się hałdy bądź stożki usypiskowe;
- duże sztormy, które wystąpiły późną jesienią 2004, a także w sezonach 2005/06 i 2006/07, wpłynęły na uaktywnienie klifów w dziewięciu z dziesięciu badanych profili, jednak zakres zaobserwowanej abrazji jest dużo mniejszy od oczekiwanego, nie wykazano istnienia prostej zależności pomiędzy litologią osadów budujących klify a tempem ich abrazji, choć zapewne to właśnie budowa geologiczna decyduje o sposobie i tempie formowania nadbrzeża (Subotowicz 1976, 1982, 1984); obserwacje autorów wskazują, że procesy abrazji i procesy masowe nie „konkurują” ze sobą w formowaniu strefy nadbrzeża, a tworzą swoistą sekwencję, w której abrazja związana ze sztormami i wysokimi stanami morza prowadzi do „wystromienia” klifu, zaś rola procesów stokowych (obrywania, osypywania i osuwania) ujawnia się w okresach bezsztormowych i prowadzi do „wygładzenia” profilu klifu; warunki geologiczne i hydrogeologiczne decydują o przewadze jednego z wymienionych procesów masowych i o ostatecznym profilu stoku klifowego (prostym, wypukłym czy wklęsłym; albo mającym kształt wynikający z ich kombinacji);
- po ekstremalnych sztormach obserwuje się zjawisko narastania plaży na odcinkach położonych na wschód od odcinków intensywnie abradowanych,

czego nie rejestruje się na kontrolowanych profilach. Dotyczy to m.in. odcinka Rowy–Czołpino, leżącego na wschód od podlegającego intensywnej abrazji klifu Poddąbia i Dębiny, na którym w latach 2005–2007 zanotowano znaczący przyrost plaży. Intensywność tego zjawiska zależy zapewne od uziarnienia abradowanych osadów, spośród których frakcje kamieniste pozostają w pobliżu miejsca abrazji, tworząc benczkę, frakcje piaszczyste i żwirowe zużywane są do budowy bądź odbudowy plaży oraz rew, a frakcje pylaste i ilaste odprowadzane są w głąb morza.

Sformułowanie poważniejszych wniosków dotyczących wpływu ekstremalnych sztormów na tempo i charakter abrazji będzie możliwe po ostatecznym podsumowaniu wyników badań przeprowadzonych w okresie co najmniej dziesięcioletnim.

## Literatura

- Dudzińska-Nowak J. 2007. Tendencje rozwojowe brzegu w rejonie Mierzei Dziwnowskiej. [W:] W. Florek (red.), *Geologia i geomorfologia Półwyspu Iłłkowskiego i południowego Bałtyku*, 7: 51–62.
- Dziedzic W. 1990. Geodynamika brzegu morskiego w rejonie Ustki, *Materiały i Studia Oceanologiczne*, 55: 87–106.
- Dziedzic W., Florek E., Hondo A., Konarski P. 1994a. Coastline evolution in the Ustka area in modern times. [W:] K. Rotnicki (red.), *Changes of the Polish Coastal Zone*. A. Mickiewicz University Poznań, s. 124–126.
- Dziedzic W., Florek E., Konarski P. 1994b. Stanowisko Ustka. Zmiany linii brzegowej na odcinku Ustka–Rowy w świetle map dawnych i współczesnych materiałów geodezyjnych. [W:] 2 Konferencja „Geologia i geomorfologia Półwyspu Iłłkowskiego i południowego Bałtyku”, Słupsk, 23–25 czerwca 1994. Streszczenia wystąpień i przewodnik wycieczki. Słupsk, s. 76–79.
- Florek E., Florek W., Orłowski A. 1996. Budowa geologiczna i ewolucja strefy brzegowej w okolicy Ustki. [W:] W. Florek (red.), 45 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Słupsk–Ustka 18–21 września 1996. Przewodnik wycieczek, Słupsk, s. 47–52.
- Florek W., Florek E. 1995. Man versus the eustatic impact on shoreline development at Ustka (Poland). [W:] *Directions in European Coastal Management*, Cardigan, s. 243–251.
- Florek W., Grabowska-Dzieciatko A., Majewski M. 2001. Dynamika zmian nadbrzeża morskiego na wschód od Ustki. [W:] W. Florek (red.), *Geologia i geomorfologia Półwyspu Iłłkowskiego i południowego Bałtyku*, 4: 125–135.
- Florek W., Kaczmarzyk J., Majewski M. 2007. Factors conditioning velocity and character of development of cliffs near Ustka. [W:] E. Smolska, D. Giriat (red.), *Rekonstrukcja dynamiki procesów geomorfologicznych – formy rzeźby i osady*. Warszawa, s. 151–163.
- Florek W., Kaczmarzyk J., Majewski M., w druku. Dynamics of the coast east of Ustka. *Geographia Polonica*.
- Florek W., Marsz A.A., Orłowski A., Tobolski K., Tomczak A. 1994. Stanowisko Ustka. Budowa geologiczna i wiek osadów budujących odcinek klifowy Ustka–Rowy. [W:] 2 Konferencja „Geologia i geomorfologia Półwyspu Iłłkowskiego i południowego Bałtyku”, Słupsk, s. 73–76.
- Jasiewicz J. 1998. Stop 10 – Dębina. Till stratigraphy and glaciotectionic style of the Gardno Phase end moraine. [W:] *Field Symposium on glacial geology at the Baltic Sea coast in Northern Poland*, 13–19 September 1998. Excursion guide. Warszawa, s. 59–64.
- Konarski P. 1981. Zmiany w przebiegu podstawy wydmy lub klifu Zatoki Słupskiej w okresie 1961–1979 w świetle pomiarów geodezyjnych, *Inżynieria Morska*, 4/5: 134–135.
- Majewski A., Dziadziuszko Z., Wiśniewska A. 1983. Monografia powodzi sztormowych 1951–1975. Ogólna charakterystyka powodzi sztormowych u polskiego wybrzeża Bałtyku. Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Marsz A.A., Tobolski K. 1993. Osady późnoglacialne i holoceniowe w klifie między Ustką a ujściem Potoku Orzechowskiego. [W:] W. Florek (red.), *Geologia i geomorfologia Półwyspu Iłłkowskiego i południowego Bałtyku*, Słupsk, s. 201–250.
- Masłowska M., Michałowska M., Jurys L., Kaulbarsz D., Zaleszkiewicz L., Olszak I.J. 2006. Cechy litologiczno-petrograficzne glin lodowcowych w klifach Bałtyku na odcinku Orłowo–Orzechowo. [W:] XIII Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Marz 4–8 września 2006, Warszawa, s. 106.
- Mielczarski A. 1964. Wyniki badań i studiów nad morfometrią, rejonizacją brzegów Bałtyku od Rozewia do Świnoujścia. *Materiały do Monografii Polskiego Brzegu Morskiego*, 6.
- Musielak S., Łabuz T.A., Wochna S. 2005. Współczesna zmienność profili plażowych wybranych odcinków brzegów Zatoki Pomorskiej. [W:] W. Florek (red.), *Geologia i geomorfologia Półwyspu Iłłkowskiego i południowego Bałtyku*, 6: 187–200.
- Musielak S., Łabuz T.A., Wochna S. 2007. Procesy morfodynamiczne strefy brzegowej Mierzei Dziwnowskiej. [W:] W. Florek (red.), *Geologia i geomorfologia Półwyspu Iłłkowskiego i południowego Bałtyku*, 7: 63–75.
- Musielak S., Wochna S. 2006. Współczesny rozwój wybrzeży Zatoki Pomorskiej. [W:] C. Koźmiński, M. Dutkowska, T. Radziejewska (red.), *Człowiek i środowisko przyrodnicze Pomorza Zachodniego*, 3: 107–117.

- Olszak I.J., Jurys L., Kaulbarsz D., Masłowska M., Michałowska M., Zaleszkiewicz L. 2007. Thermoluminescence dating of Quaternary sediments forming cliffs of Polish coast between Gdynia and Ustka. [W:] 9<sup>th</sup> International Conference "Methods of Absolute Chronology", Gliwice, April 25–27, 2007, Gliwice, s. 84.
- Petelski K. 1975. O budowie geologicznej gardzieńskiej moreny czołowej w odsłonięciach klifu między Dębiną a Poddębem na Pobrzeżu Zachodniopomorskim. Zeszyty Naukowe Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Gdańskiego, Geografia, 7: 169–180.
- Petelski K. 1985. Budowa geologiczna moreny czołowej i niecki końcowej lobu gardzieńskiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 348: 89–119.
- Rosa B. 1984. Rozwój brzegu i jego odcinki akumulacyjne. [W:] B. Augustowski (red.), Pobrzeże Pomorskie. Ossolineum, Gdańsk, s. 67–120.
- Salik K. 1979. Wpływ abrazji na zmiany brzegowe Bałtyku na przykładzie badań klifu Ustka–Orzechowo. Maszynopis. Instytut Morski, Gdańsk.
- Subotowicz W. 1976. Makro- i mikrofazy rozwoju brzegów klifowych wybrzeża polskiego. Przegl. Geol., 1: 10–14.
- Subotowicz W. 1982. Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski. Ossolineum, Gdańsk.
- Subotowicz W. 1984. Brzegi klifowe. [W:] B. Augustowski (red.), Pobrzeże Pomorskie. Ossolineum, Gdańsk, s. 121–149.
- Sztobryn M., Stigge H.-J. 2005. Powódzie sztormowe na południowym wybrzeżu Bałtyku. Monografie Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.
- Tomczak A. 1993. Datowane metodą <sup>14</sup>C wychodnie utworów organicznych na brzegu morskim między Rowami a jeziorem Kopań. [W:] W. Florek (red.), Geologia i geomorfologia Pobrzeża i południowego Bałtyku, Słupsk, s. 187–199.
- Tomczak A. 1995. Budowa geologiczna strefy brzegowej. [W:] J.E. Mojski (red.), Atlas geologiczny południowego Bałtyku. Państwowy Instytut Geologiczny – PAE, Sopot–Warszawa.
- Zawadzka-Kahlau E. 1994. Determination of changes of South Baltic spits and cliffs. Bulletin of the Maritime Institute, 21,1: 41–59.
- Zawadzka-Kahlau E. 1999. Trends in South Baltic coast development during the last hundred years. Peribalticum, 7: 115–136.
- Zawadzka E. 2005. Recent shore changes of Karwia Sandbar. Peribalticum, 7: 56–78.
- Zeidler R.B., Wróblewski A., Miętus M., Działdusko Z., Cyberski J. 1995. Wind, wave and storm surge regime at the Polish Baltic Coast. Journal of Coastal Research, Special Issue, 22: 33–55.