

Geoindykatory strefy brzegowej — rejestracja i analiza procesów i zjawisk

Marek Graniczny*, Tomasz Janicki*, Zbigniew Kowalski*, Szymon Uściniowicz**,
Joanna Zachowicz**

Geoindicators of the coastal zone — registration and analysis of processes and phenomena. Prz. Geol., 52: 47–54.

Summary. The goal of the project was to evaluate methods for recording and analysing the geoindicators related to the coastal zone. Geoindicators, according to the definition elaborated by the IUGS, are measures (magnitudes, frequencies, rates and trends) of geological processes and phenomena occurring at or near the Earth's surface and subject to changes over periods of 100 or less years. Shoreline changes are one of the most important geoindicators of processes on the coastal areas because of their importance to economy and nature conservation. Investigations were carried out on the southern and western coast of the Gulf of Gdańsk: in the Vistula river mouth, on cliffed coast south of Gdynia and at the tip of the Hel Peninsula. Shoreline changes in different time scales were identified by analyses of aerial photos, analyses of digital terrain models and GPS measurements.

Key words: geoindicators, Gulf of Gdańsk, coastal zone, remote sensing

Na powierzchni Ziemi ma miejsce wiele zjawisk zachodzących na tyle szybko, że powodują istotne zmiany w środowisku naturalnym, wpływając na warunki życia człowieka w skali jednego pokolenia. Międzynarodowa Unia Nauk Geologicznych (IUGS) wypracowała definicję tzw. Geoindykatorów — procesów i zjawisk geologicznych występujących na lub blisko powierzchni Ziemi, będących miarą (wielkość, częstotliwość, proporcja, trend) zmian istotnych dla środowiska zachodzących w okresie ostatnich 100 lat lub krótszym (Berger, 1995). Geoindykatory obejmują zarówno zjawiska o charakterze katastroficznym, jak i te, które zachodzą stopniowo. Dotyczą one zarówno procesów naturalnych dziejących się bez wpływu czynnika ludzkiego, jak i tych, w których działalność człowieka może wpłynąć na ich przyspieszenie, zwolnienie lub zmianę charakteru. Geoindykatory koncentrują się na abiotycznych składnikach ekosystemów oraz krajobrazu.

Wiele ważnych geoindykatorów jest związanych ze strefą brzegową — procesy eoliczne, osuwiska i inne ruchy masowe, wahania poziomu i jakość wód podziemnych, a przede wszystkim zmiany poziomu morza oraz zmiany położenia linii brzegowej. Strefa brzegowa pełni wiele niezwykle ważnych funkcji: stanowi naturalną ochronę zaplecza lądowego przed niszczącą działalnością morza, jest strefą o wyjątkowych predyspozycjach gospodarczo-przemysłowych i urbanizacyjnych, a także jej właściwości klimatyczne i terapeutyczne powodują coraz większy wzrost jej wykorzystania jako zaplecza rekreacyjno-sanatoryjnego. Dlatego w pełni uzasadnione jest monitorowanie zjawisk i procesów w niej zachodzących, w miarę możliwości przy wykorzystaniu nowoczesnych metod kartograficznych, zarówno w skali regionalnej i szczegółowej. Istotne jest też stosowanie w badaniach nowych pojęć i koncepcji adekwatnych do współczesnych wymogów szeroko pojętego planowania przestrzennego, i zarządzania zasobami środowiska naturalnego.

Cel i obszar badań

Celem badań było sprawdzenie metodyki rejestracji i analizy geoindykatorów związanych ze strefą brzegową. Badaniem objęto wybrzeża Zatoki Gdańskiej na odcinku

od ujścia Wisły pod Świbnem po Półwysep Hel. Badania szczegółowe przeprowadzono na trzech wybranych odcinkach wybrzeża charakteryzujących się różną budową geologiczną oraz różnym nasileniem procesów erozji i akumulacji.

□ Pierwszy odcinek obejmował część lądową i podwodną obszaru ujścia Wisły pod Świbnem.

□ Drugi odcinek obejmował ok. 1 km wybrzeża klifowego w rejonie Cypla Orłowskiego.

□ Trzeci odcinek obejmował ok. 1 km wybrzeża na południowym krańcu Półwyspu Helskiego.

Południowo-zachodnie i zachodnie wybrzeża Zatoki Gdańskiej od ujścia Wisły pod Świbnem po Władysławowo rozciągają się na odcinku ok. 80 km, a linia brzegowa Półwyspu Helskiego osiąga długość 72 km (ryc. 1). Pomiedzy Świbnem a Gdańskiem występują wybrzeża delto-mierzejowe, gdzie nisko położone, często depresyjne obszary delty są oddzielone od morza mierzeją z dobrze rozwiniętym systemem wydym. Na tym odcinku pas wydym jest przerwany w trzech miejscach przez funkcjonujące w czasach historycznych ujścia Wisły Martwej, Wisły Śmiałej i Wisły Przekop. Od Gdańska do Sopotu (Sopot Kamienny Potok) występują wybrzeża mierzejowe z niskimi (do 5 m) wydymami rozwiniętymi na przedpolu martwych klifów. Pomiedzy Sopotem Kamienny Potok a Mechelinkami (wieś położona ok. 8 km od Gdyni) wybrzeże ma charakter klifowy. Brzeg ten na wielu odcinkach jest intensywnie erodowany. Wybrzeże klifowe jest przerwane w rejonie Gdyni przez ujście Pradoliny Kaszubskiej o szerokości ok. 2 kilometrów. Wybrzeże pomiędzy Mechelinkami a Władysławowem tworzą na przemian odcinki wybrzeży aluwialnych rozwinięte u wylotu Pradoliny Redy i Płutnicy oraz pomiędzy Swarzewem a Władysławowem a także odcinki klifów osłonińskiego, puckiego i gnieźdzewskiego. Wybrzeża mierzejowe na odmorskiej stronie Półwyspu Helskiego tworzą plaże i wydmy, często rozmywane na odcinku od Władysławowa do Jastarni. Pomiedzy Jastarnią a Helem brzeg jest w stanie równowagi, a na końcowym odcinku półwyspu jest nadbudowywany (Furmańczyk, 2000).

Obszar ujściowy Wisły

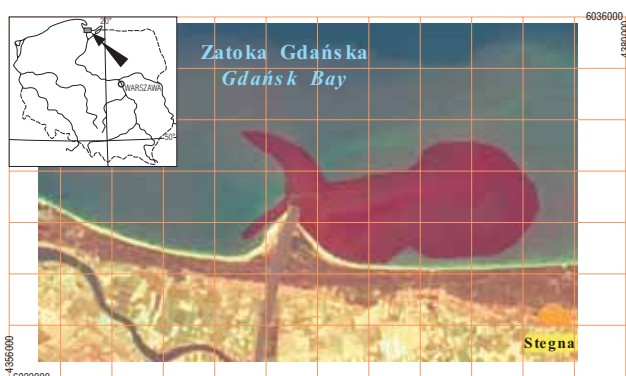
Na południowym wybrzeżu Zatoki Gdańskiej występują formy i osady związane trzema ujściami Wisły funkcjonującymi w czasach historycznych. Do 1840 r. Wisła uchodziła do Zatoki Gdańskiej w pobliżu Gdańska. W

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

**Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk,



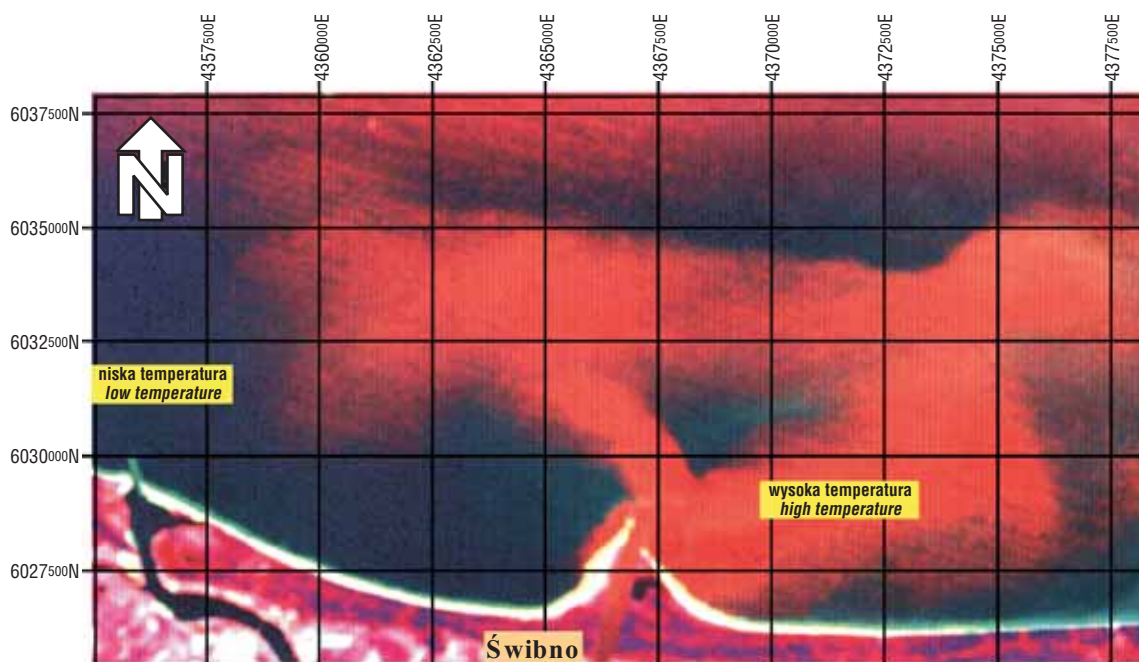
Ryc. 1. Wybrzeże Zatoki Gdańskiej — cyfrowy model terenu wraz z nałożonym zdjęciem satelitarnym Landsat ETM+ (kanały spektralne 1, 2 i 3)
Fig. 1. The Gdańsk Bay coast — digital terrain model merged with the Landsat ETM+ satellite image (spectral channels 1,2 and 3)



Ryc. 2. Rejon ujścia Wisły. Zdjęcie satelitarne Landsat ETM+ (kanały spektralne 1, 2, 6)
Fig. 2. The Vistula River outlet area. Landsat ETM+ satellite image (spectral channels 1, 2 and 6)

nocy z 31 stycznia na 1 lutego 1840 r. przy wysokim stanie wód na Wiśle, zatorze lodowym w jej ujściu oraz wysokim stanie wód i silnym sztormie na Bałtyku nastąpiło przerwanie wałów przeciwpowodziowych i wydm oddzielających koryto Wisły od morza. Wisła utworzyła nowe ujście ok. 10 km od Gdańska zwane obecnie Wisłą Śmiałą, odcinek zaś pomiędzy starym a nowym ujściem, odcięty śluzami nazwano Martwą Wisłą. Aby zapobiec powodzi na Żuławach, a także chronić Gdańsk, w 1895 roku otwarto nowe, sztucznie przekopane ujście Wisły koło Świbna w odległości 20 km od Gdańska. Od tego czasu większość wód wiślanych i osadów jest transportowana do Zatoki Gdańskiej tym sztucznym kanałem zwanym Wisłą Przekop. W ciągu ostatnich 100 lat zostały tu zdeponowane duże ilości osadów tworzących aktywne współcześnie czoło delty i prodelę.

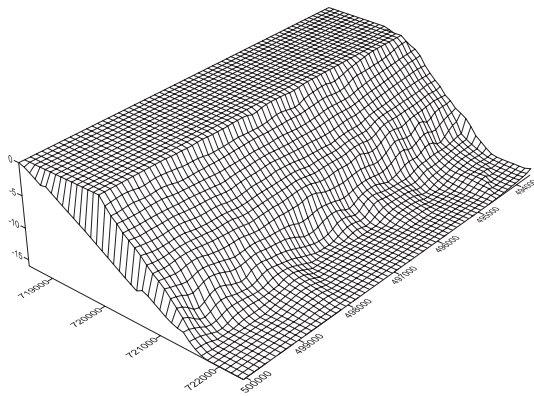
Osady czoła delty tworzą stożek ujściowy, i rozwijają się głównie w facji piaszczystej tylko lokalnie w facji mulistej. Miąższość osadów piaszczystych stożka ujściowego wynosi maksymalnie 11–13 m. W skład facji piaszczystych wchodzi piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste miejscami ze żwirem muszlami mięczaków zarówno słodkowodnych, jak i morskich oraz szczątkami roślin. Facje muliste tworzą cienkie (kilkucentymetrowe) przewarstwienia w piaskach. Osady prodelty występują na przedpolu stożka ujściowego w strefie głębokości 12–16 m, jak również podścielają osady stożka (czoła delty). Miąższość tych osadów waha się od 0 do ok. 10 m. Osady prodelty są rozwinięte w mulisto-piaszczystej i drobno-piaszczystej facji. Osady mulisto-piaszczyste pro-delty zawierają podwyższone zawartości składników antropogenicznych; PCB, WWA i niektórych metali ciężkich (Uściłowicz i in., 2001)



Ryc. 3. Rejon ujścia Wisły. Zdjęcie satelitarne Landsat ETM+ (kanały spektralne 1, 6 oraz kanał panchromatyczny), układ współrzędnych '1942
Fig. 3. The Vistula River outlet area. Landsat ETM+ satellite image (spectral channels 1, 6 and panchromatic), the 1942 projection coordinates

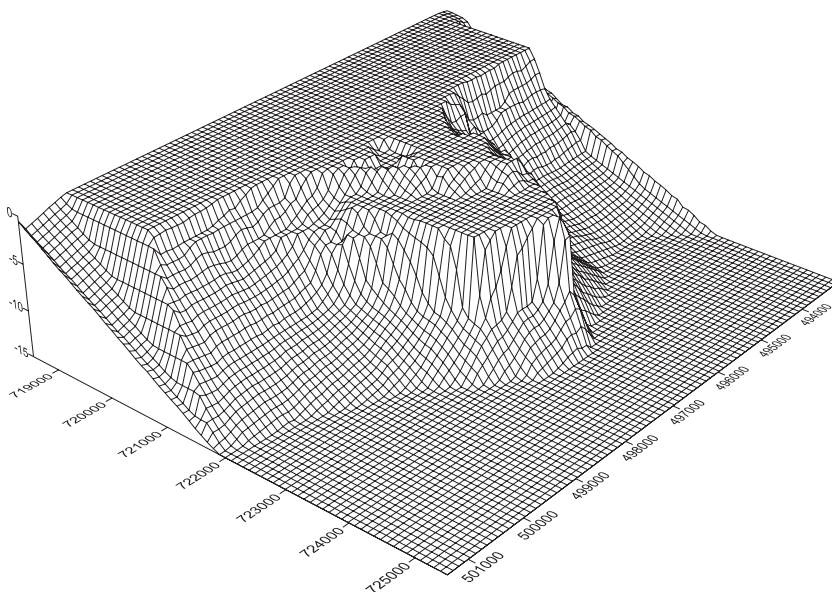
Obszar wybrzeża klifowego w rejonie Cypla Orłowskiego

Klif Orłowski stanowi wschodnie zakończenie Kępy Redłowskiej — wysoczyzny morenowej o silnie zniszczonych stokach wschodnich w wyniku procesów erozji, denudacji i abrazji morskiej. Dla tego odcinka brzegu jest charakterystyczne wysokie zaleganie podłoża czwartorzędu na północ od Cypla Orłowskiego oraz obecność strefy zaburzeń glacitektonicznych na południe od Cypla Orłowskiego. Strop osadów środkowego miocenu, reprezentowanych przez piaski lokalnie z przewarstwieniami węgla brunatnego w obszarze na północ od Cypla Orłowskiego jest położony około 17 m n.p.m. i zapada gwałtownie na krótkim odcinku, w kierunku południowym pod poziom morza. Osady czwartorzędowe odsłaniają się w ścianie klifu w postaci trzech poziomów glin zwałowych oraz osadów międzymorenowych — głównie piaszczystych z domieszką żwirów. Cypel Orłowski — najbardziej na wschód wysunięty fragment Kępy Redłowskiej — buduje glina zwałowa ciemnoszara, wypiętrzona glacitektonicznie (Zaleszkiewicz i in., 2000).



Ryc. 4. Batymetria w rejonie Świbna w 1894 roku, przed otwarciem przekopu Wisły

Fig. 4. Bathymetric model of the Świbno region in 1894, before opening of the Vistula ditch



Ryc. 5. Batymetria rejonu Świbna w 1980 roku

Fig. 5. Bathymetric model of the Świbno region in 1980

Półwysep Helski

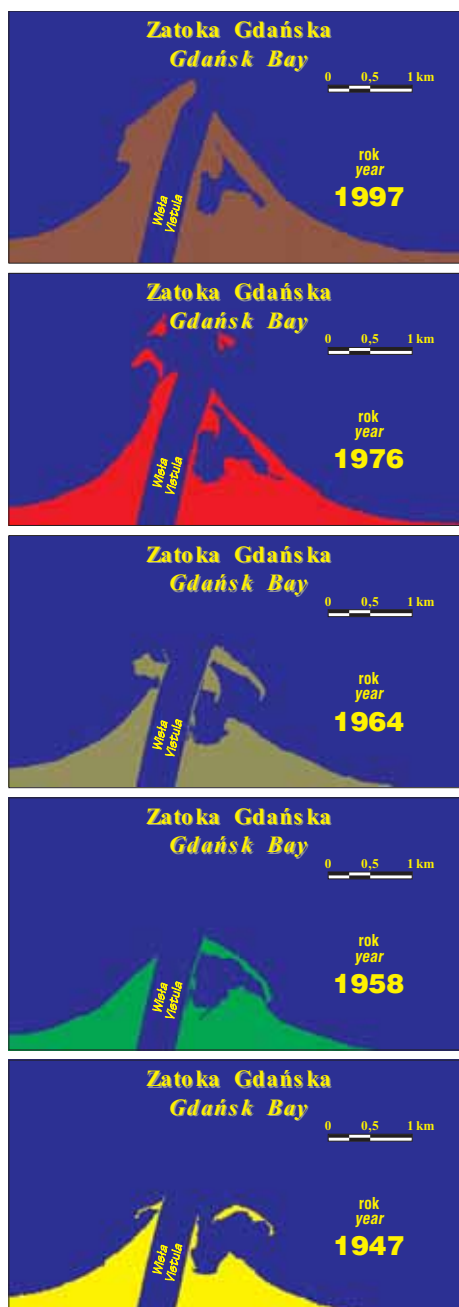
Półwysep Helski nie jest typową mierzeją. Jest on formą dwudzielną zarówno pod względem wglębnej budowy geologicznej, jak i ewolucji w holocenie. Utwory plejstoceniowe leżą w dwóch strefach głębokościowych; wyżej na zachodzie, a dużo niżej we wschodniej części, gdzie wypełniają głębokie wcięcia, najpewniej subglacjalne (Tomczak, 1995). Półwysep Helski zaczął kształtować się ok. 8000 lat temu w czasie transgresji atlantyckiej (litorynowej). Kształt zbliżony do współczesnego przybrał Półwysep Helski w okresach subborealnym, a zwłaszcza w subatlantyckim w warunkach powolnego wzrostu poziomu morza do stanu współczesnego. Północno-zachodnia część półwyspu w całej swojej historii migrowała stopniowo na południowy zachód, w sposób typowy dla wybrzeży barierowych rozwijających się w warunkach transgresji morskiej. Miąższość piasków barierowych dochodzi tu do 10–12 m, a zalegają one na różnorodnych osadach środowisk lądowych z wczesnego i środkowego holocenu. Część południowo-wschodnia półwyspu rozwijała się jako forma akumulacyjna deponowana w coraz głębszych obszarach Zatoki Gdańskiej. W środkowym i późnym holocenie powstała seria osadów piaszczystych o miąższości dochodzącej do ok. 65 m. Piaski te zalegają na osadach wczesnych faz rozwojowych Morza Bałtyckiego — bałtyckiego jeziora lodowego, morza yoldiowego i jeziora ancyclusowego.

Linia brzegowa Półwyspu Helskiego w ciągu całej jego historii zmieniała się w różny sposób w różnych jego odcinkach. W ciągu ostatnich czterdziestu lat na odcinku od Władysławowa do okolic Jastarni dominowała erozja. Linia brzegowa cofnęła się na tym odcinku miejscami do 55 m. Następne 12 km brzegu, od Jastarni ku południowemu wschodowi charakteryzowało się dużym zróżnicowaniem. Na przemian występowały odcinki o przewadze procesów erozji (do 64 m) oraz akumulacji (do 45–47 m). Na kolejnym 5 km odcinku, najbardziej południowym, dominowały procesy akumulacji. Linia brzegowa przesunęła się w kierunku morza maksymalnie o 105 m. Mniejsze przyrosty lądu wystąpiły na południowym cyplu półwyspu (Furmańczyk, 1994, 2000; Zawadzka-Kahlau, 1999).

Zakres i metody badań

W trakcie analizy zmian zachodzących na wybranych odcinkach wybrzeża Zatoki Gdańskiej — analizy geoindeksatorów związanych ze strefą brzegową morza wykonano:

□ Analizę cyfrowego modelu terenu (DTM) obejmującego pas wybrzeża o szerokości 10 km na odcinku Władysławowa po ujście Wisły pod Świbnem oraz półwysp Helski. Rozdzielczość planimetryczna opracowanego numerycznego modelu terenu, wygenerowanego metodą krigingu wynosi 50 m, a dokładność rzędnej Z ok 3–5 m.



Ryc. 6. Rozwój lądowej części stożka ujściowego Wisły w latach 1947–1997 na podstawie zdjęć lotniczych (podstawa stożka — linia brzegowa w 1894 r.)

Fig. 6. Development of the Vistula River outlet cone (onshore part) in the years 1947–1997, on the basis of aerial photos, basis of the cone — coastline in 1894

□ Analizę cyfrowych modeli batymetrycznych dla stożka ujściowego Wisły. Modele cyfrowe wygenerowano na podstawie planów batymetrycznych z lat 1894 i 1980 wykorzystując oprogramowanie Surfer 7.0. Do interpolacji izobat zastosowano metodę krigingu.

□ Analizę zdjęcia satelitarne Landsat ETM+ i analizę cyfrowego modelu terenu (DTM) dla zachodniego wybrzeża Zatoki Gdańskiej. Do analiz wykorzystano jedno zdjęcie satelitarne Landsat ETM+ wykonane 8 maja 2001 r. Zdjęcie to obejmuje siedem pas widma w zakresie widzialnym, bliskiej i dalekiej podczerwieni, o zdolności rozdzielczej 30–40 m. Dodatkowo zawiera pasmo 8 obejmujące zakres panchromatyczny o podwyższonej rozdzielczości do 15 m. W trakcie prac wykonano kilkadziesiąt różnych przetworzeń zdjęć wykorzystując oprogramowanie ER Mapper.

□ Analizę zdjęć lotniczych z terenu ujścia Wisły w rejonie Świbna i Klifu Orłowskiego pozyskanych za pośrednictwem Zarządu Geografii Wojskowej.

— Stożek Wisły: zdjęcia panchromatyczne: 1947 — skala 1 : 10 000, 1958 — skala 1 : 10 000, 1964 — skala 1 : 14 000, 1976 — skala 1 : 18 000, zdjęcie kolorowe 1997 — skala 1 : 26 000

— Cypl Orłowski: zdjęcia panchromatyczne: 1947 — skala 1 : 10 000, 1958 — skala 1 : 10 000, 1964 — skala 1 : 14 000, 1976 — skala 1 : 18 000

Wykorzystano łącznie 65 odbitek stykowych zdjęć panchromatycznych i 2 zdjęcia kolorowe z projektu PHARE. Zdjęcia te zostały przetworzone przy pomocy oprogramowania ERMapper 6.2 do postaci ortofotomapy. Zastosowano odwzorowanie kartograficzne Gaussa-Krügera na geocentrycznej elipsoidzie WGS-84 oraz układ współrzędnych geograficznych 1992.

□ Pomiary zmian położenia linii brzegowej aparaturą GPS w rejonach ujścia Wisły, Cypla Orłowskiego i na cyplu Półwyspu Helskiego wykonano w październiku 2001, marcu 2002 i wrześniu 2002 r. aparaturą Pathfinder ProXL firmy Trimble. Przy pomiarach zastosowano dwa urządzenia, z których jedno spełniało rolę stacji bazowej ustawionej na punkcie o znanych współrzędnych, a drugie działało w trybie odbiornika ruchomego. W celu zwiększenia dokładności pomiarów jako punkty bazowe wykorzystano punkty państwowej sieci POLREF. Punkty tej sieci stanowią podstawową, trójwymiarową osnowę kraju zrealizowaną technologią GPS.

Badania geoindeksatorów na Wybrzeżu Gdańskim oraz na Półwyspie Helskim

Obszar ujścia Wisły.

Zdjęcia satelitarne. Zdjęcie satelitarne Landsat ETM+ z 2001 r. przetworzono, wykorzystując 3 kanały spektralne: niebieski (0,45–0,52 m), zielony (0,52–0,60 m) i termalny (10,4–12,5 m) (ryc. 2). Szczególnie przydatne jest widmo promieniowania niebieskiego mające możliwość penetracji wody. Widoczny na zdjęciu, w barwach nienaturalnych, rozkład niesionej przez Wisłę zawiesiny i osadów w rejonie Świbna jest wyraźnie dwukierunkowy. Jeden „pióropusz” zawiesiny z lekkim odchyleniem jest skierowany na NW, natomiast drugi (przeważający) na ENE. Obecność zawiesiny niesionej przez Wisłę (o różnym stopniu przezroczystości) widoczna jest na terenie akwenu Zatoki Gdańskiej mniej więcej do odległości 5 km od brzegu. Wykorzystując kanały spektralne 1, 6 oraz

kanał panchromatyczny do analizy tej samej sceny zobrażowano zróżnicowanie temperatury powierzchni wody (kanał 6 — termalny) oraz rozkład kierunków transportu zawiesziny. Powstające zawirowania są jeszcze bardziej wyraźne niż na poprzedniej kompozycji (ryc. 3).

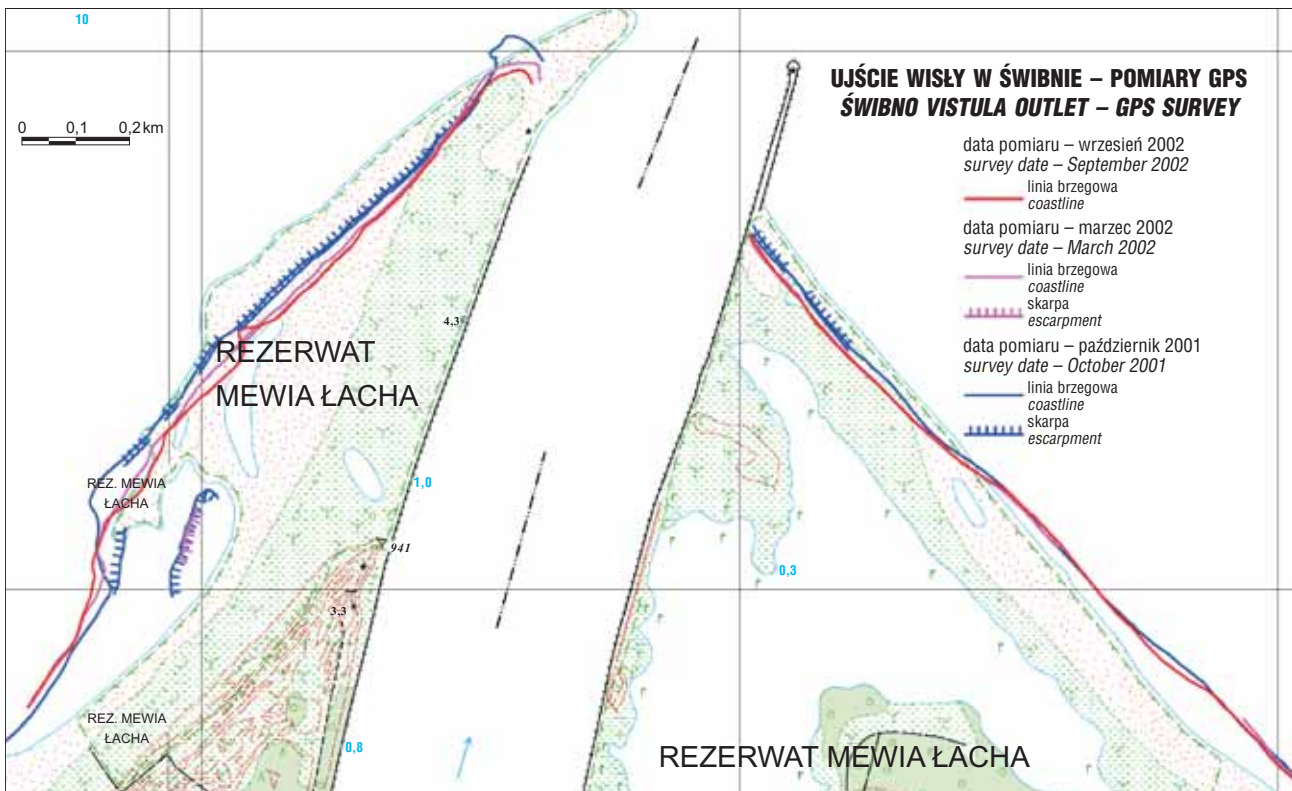
Analizy cyfrowych modeli terenu. Rozwój stożka ujściowego Wisły przeanalizowano na podstawie wygenerowanych cyfrowo modeli batymetrycznych (ryc. 4, 5). Pierwszy model batymetryczny przedstawia sytuację sprzed budowy przekopu. W 1895 r. został wykopany 7-kilometrowy kanał, w który wpuszczono wody Wisły. W ciągu 16 godzin woda wypłukała 2 mln m³ gruntu, poszerzając koryto przekopu z 50 do 300 metrów. W 1894 r. podwodny skłon brzegowy opadał na odcinku 1500 m do głębokości 15 m, co dawało średnie nachylenie dna 1 : 100. W 1980 r., 85 lat po otwarciu przekopu Wisły, linia brzegowa była przesunięta o ok. 2400 m, a podstawa stożka ujściowego była oddalona o ok. 4000 m od linii brzegowej z 1894 r.

Objętość stożka ujściowego w 1980 r. wynosiła 110 mln m³ a średnie tempo przyrostu osadów w ciągu 85 lat wynosiło ok. 1,3 mln m³ rocznie. Na podstawie linii trendu wyznaczonej z pomiarów i obliczeń z lat 1895–1970 Makowski (1997) szacował, że w 1980 r. objętość stożka wyniesie ok. 115 mln m³.

Z zestawienia rocznych przyrostów i ubytków objętości stożka ujściowego (Czernik, 1954; Makowski, 1997) można sądzić, że rozwój stożka odbywa się w cyklach akumulacyjno-erozyjnych o okresie ok. 8 lat. Na tle ogólnego przyrostu objętości stożka występują kilkuletnie okresy o przewadze procesów erozji, związane z cyklicznymi wahaniami poziomu morza, a prawdopodobnie również z częstotliwością silnych sztormów. Problem ten wymaga dalszych szczegółowych analiz danych archiwalnych o ilości rumowiska transportowanego przez rzekę jak i o sile i częstotliwości sztormów w poszczególnych latach.

Tab. 1. Zmiany powierzchni lądowej części stożka ujściowego Wisły
Table 1. Changes of the Vistula River outlet cone (onshore part)

Rok Year	Powierzchnia Area [m ²]	Różnica w latach Difference in years	Różnica powierzchni Difference of area [m ²]	Średnioroczny przyrost stożka [m ² /rok] Annual growth of the coast [m ² /year]
1997	3 019 000	21	483 000	23 000
1976	2 536 000	12	503 000	41 900
1964	2 033 000	6	312 000	50 200
1958	1 721 000	11	138 000	12 500
1947	1 583 000	52	1 583 000	30 400
1894	0			



Ryc. 7. Zmiany linii brzegowej na stożku ujściowym Wisły w latach 2001–2002 na podstawie pomiarów GPS
Fig. 7. Changes of the coastline in the Vistula River outlet cone in the 2001–2002, on the basis of the GPS surveying

Zdjęcia lotnicze. Porównanie linii brzegowej w strefie ujścia Wisły w rejonie Świbna (w okresie obserwacyjnym pięćdziesięciu lat) przedstawia skomplikowany obraz. Po obu stronach przekopu Wisły zaznacza się wyraźny przyrost brzegu, przy czym znacznie większe zmiany zachodziły po stronie wschodniej, gdzie w maksymalnym przypadku linia brzegowa przesunęła się o 0,5 km. W celu obliczenia zmian powierzchni stożka Wisły w latach 1947–1997 przyjęto zasięg obszarowy jaki zajmuje kolorowe zdjęcie z 1997 r. Zasięg ten wyznaczają współrzędne lewego, dolnego narożnika (494 600, 720 000) oraz współrzędne prawego, górnego narożnika (500 000, 723 000) w układzie współrzędnych 1992. Południowy zakres (współrzędna 720 000) jest jednocześnie zasięgiem linii brzegowej z 1894 r., na rok przed otwarciem Przekopu Wisły. Kształt i powierzchnię stożka w poszczególnych latach pokazano na ryc. 6. Obliczono powierzchnię lądową zajęta przez stożek Wisły w latach: 1947, 1958, 1964, 1976 i 1997. Wyniki zestawiono w tabeli 1.

Tempo przyrostu powierzchni lądowej części stożka ujściowego (w obliczeniach nie uwzględniano powierzchni zajętej przez laguny istniejące na stożku) było nierównomierne. Prawdopodobnie tempo przyrostu części lądowej stożka w dużej mierze zależało od rozbudowy falochronów ujściowych, niż od czynników naturalnych takich jak zmienność ilości rumowiska transportowanego przez Wisłę i erozji morskiej. Falochrony ujściowe przedłużano w sytuacjach, gdy rumowisko deponowane było bezpośrednio w ujściu utrudniając odpływ wód rzecznych i stwarzając zagrożenia powodziowe. W okresach bezpośrednio

po przedłużeniu falochronów rumowisko było odprowadzane w głębsze partie i odkładane na podwodnej części stożka ujściowego.

Pomiary zmian położenia linii brzegowej aparaturą GPS. W rejonie Świbna trzykrotnie dokonano pomiarów przy pomocy aparatury GPS (ryc. 7). Dwukrotnie, w październiku 2001 r. oraz marcu 2002 r. wykonano pomiary skarp (podciętej przez fale wydmy) oraz linii brzegowej, natomiast we wrześniu 2002 r. tylko linii brzegowej, gdyż nie zaobserwowano występowania skarp. Pomiary wykonano po obu stronach przekopu na obszarze rezerwatu



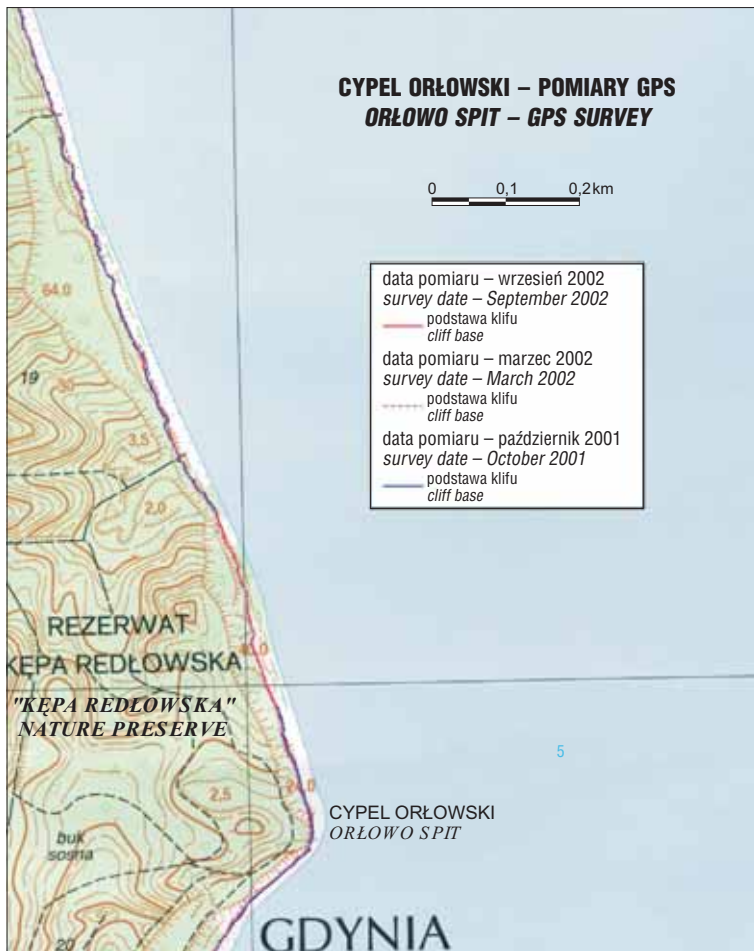
Ryc. 8. Fotografia lotnicza zachodniego brzegu stożka ujściowego Wisły — rok 2000; fot. P. Domaradzki

Fig. 8. The aerial photo of the western coast of the Vistula outlet cone in 2000; photo by P. Domaradzki



Ryc. 9. Zmiany położenia linii brzegowej w rejonie klifu orłowskiego na podstawie analizy zdjęć lotniczych

Fig. 9. Changes of the coastline in the region of the Orłowo cliff, on the basis of the aerial photos interpretation



Ryc. 10. Wyniki pomiarów metodą GPS położenia podstawy klifu w rejonie Cypla Orłowskiego
 Fig. 10. Results of the cliff basis location at the Orłowo spit region, using GPS

Mewia Łacha. Trzykrotny cykl pomiarowy w okresie jednego roku należy uznać z pewnością jako niewystarczający. Można jednak pokusić się o stwierdzenie, że linia brzegowa i skarpy zmierzone w październiku 2001 r. po zachodniej stronie przekopu w przeciągu 11 miesięcy cofnęły się nawet o kilka metrów w stronę lądu. Może to być spowodowane zimowymi sztormami na przełomie lat 2001/2002. Erozja brzegu po tej stronie ujścia Wisły występowała też wcześniej. Na fotografii lotniczej z roku 2000 (ryc. 8) jest widoczna rozległa laguna plażowa, która podczas pomiarów GPS w 2001 i 2002 r. już nie istniała. Po wschodniej stronie ujścia w okresie pomiarowym linia brzegowa nie uległa większym zmianom.

Obszar klifu orłowskiego.

Analiza zmian położenia linii brzegowej na zdjęciach lotniczych. Zmiany położenia linii brzegowej w rejonie klifu orłowskiego wykonano na podstawie analizy zdjęć lotniczych z lat 1947, 1958, 1964 i 1976. Linia brzegowa w okresie 1947–1976 przesunęła się średnio o około 15 metrów. Największe zmiany linii brzegowej miały miejsce na Cyplu Orłowskim sięgające blisko 30 metrów. Wyraźne zmiany zaszły w okresach 1947–1958 i 1958–1964. W okresie 1964–1976 zmiany nie uwidoczniły się (ryc. 9). Zaobserwowane zmiany pokrywają się z wynikami badań przeprowadzonych przez Subotowicza (1975, 1982). Przeprowadzone przez niego w latach 1963–1967

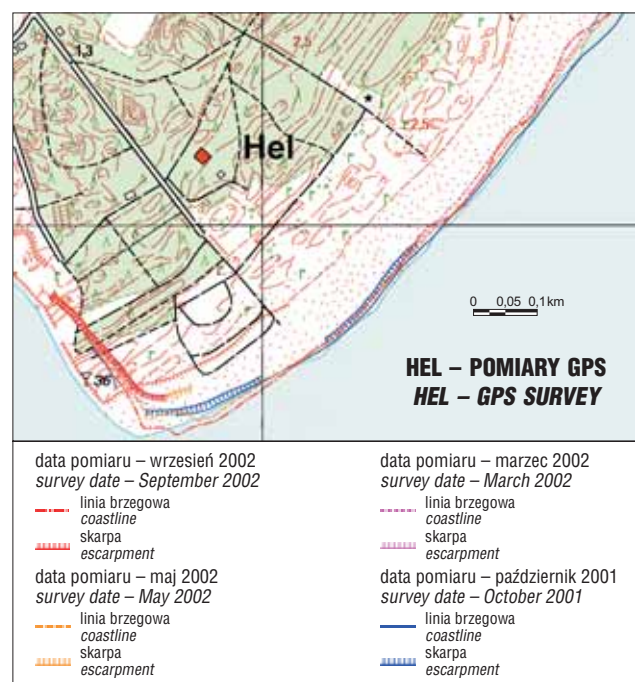
naziemne pomiary fotogrametryczne wykazały, że szybkość cofania się klifu w Orłowie wynosiła 1,2 m na rok.

Pomiary zmian linii brzegowej aparaturą GPS. Pomiary GPS w rejonie Cypla Orłowskiego objęły pomiaru podstawy klifu na długości około 1 kilometra. Pomiary wykonano trzykrotnie: w październiku 2001, marcu 2002 i we wrześniu 2002 r. Trzykrotne pomiary obejmujące jeden rok nie wykazały poważniejszych zmian w przebiegu podstawy klifu na w/w obszarze (ryc. 10).

Obszar Półwyspu Helskiego.

Pomiary przy pomocy aparatury GPS wykonano wzdłuż plaż na Półwyspie Helskim w jego południowej części, na południe od miejscowości Hel. Pomiary wykonano czterokrotnie, mierzono położenie linii brzegowej oraz podstawę skarpy, wytworzonej przez erozyjne podcięcie wału brzegowego, osiągającego w tej części półwyspu wysokość do 1,5 m. Pomiary wykonano w październiku 2001 r. oraz w marcu, maju i wrześniu 2002 r.

Największe zmiany zanotowano w położeniu erozyjnego stopnia wyciętego w wale plażowym w rejonie południowego cypla Półwyspu Helskiego. W okresie pomiędzy październikiem 2001, a wrześniem 2002 r. linia wody i podstawa wału plażowego cofnęła się o ok. 20 m. Fakt ten odzwierciedla prawdopodobnie tendencje erozyjne panujące w tym miejscu w okresie dłuższym niż rok. Pomiary za pomocą aparatury GPS wykazały, że w stosunku do użytego podkładu topograficznego (mapa w skali 1 : 10 000 wykonana w 2000 r.) brzeg cofnął się na południowym



Ryc. 11. Wyniki pomiarów metodą GPS położenia linii brzegowej w południowej części Półwyspu Helskiego
 Fig. 11. Results of the coastline location in the southern part of Hel peninsula, using GPS

cyplu Helu o około 50 m (ryc. 11). Zmiany położenia linii brzegowej w rejonie na północ od cypla były mniejsze i zróżnicowane. Różnice w położeniu linii brzegowej w okresie pomiarowym były niewielkie, zarówno przyrosty jak i ubytki plaży nie przekraczały 5 m. Zmiany te wynikały najprawdopodobniej z chwilowych stanów morza i falowania w czasie pomiarów i nie odzwierciedlają tendencji erozyjnych czy akumulacyjnych tego odcinka brzegu.

Podsumowanie i wnioski

Porównanie wyników uzyskanych za pomocą różnych metod wykazało, że przy analizie tak typowych geoindicatorów rozwoju wybrzeża jakimi są położenie linii brzegowej oraz transport i depozycja osadów należy stosować różne metody w zależności od wielkości obszaru, skali zachodzących zjawisk i okresów czasu w jakich zachodzą, zarówno z uwagi na ich efektywność i dokładność, jak i koszty.

Analizy porównawcze (różnicowe) zdjęć satelitarnych i lotniczych pozwalają na uchwycenie tendencji rozwojowych wybrzeża w tym również ujścia dużej rzeki w różnych skalach czasowych. Technika cyfrowa pozwala na szybkie i precyzyjne obliczenia przyrostów lub ubytków osadów jak i zmian powierzchni terenu. Zdjęcia satelitarne i lotnicze mogą być pozyskane szybko (aczkolwiek nie zawsze dla pożądanego okresu czasu) i równie szybko przetworzone. Pokazują one głównie powierzchnię terenu. Zastosowanie ich do analizy zjawisk zachodzących poniżej powierzchni wody jest ograniczone. Dla poznania natury zjawisk zachodzących w strefie brzegowej morza — zarówno na lądzie, jak i pod wodą i w dłuższych okresach czasu (lat i dłuższych), znacznie więcej informacji mogą dostarczyć porównawcze (różnicowe) analizy cyfrowych modeli terenu. Aby analizy te były w pełni wiarygodne i dokładne są potrzebne precyzyjne dane hipso- i batymetryczne i dowiązanie geodezyjne. Pomiaru takie są zarówno czasochłonne i kosztowne, jednak dla analizy procesów w wielu szczególnie ważnych rejonach, m.in. takich jak ujście Wisły, są one niezbędne.

Metoda pomiarów za pomocą aparatury GPS również wykazała dużą efektywność. Jednak, w jeszcze większym stopniu niż analiza zdjęć satelitarnych i lotniczych, metoda ta ograniczona jest do obszarów lądowych. Zastosowanie tej metody do analizy zmian w krótkich przedziałach czasowych wymaga równoczesnej analizy zjawisk hydro-meteorologicznych. Dobrym przykładem jest tu analiza zmian jakie wystąpiły w przebiegu linii brzegowej zarówno w obszarze stożka ujściowego Wisły, jak i na południowym zakończeniu Półwyspu Helskiego. Zmiany te mogły być odzwierciedleniem dłuższych trendów rozwojowych, ale mogły też być powiązane z chwilowymi stanami morza i krótkookresowymi zmianami zachodzącymi pomiędzy poszczególnymi sztormami. Na podstawie otrzymanych

wyników trudno jednoznacznie wnioskować o erozyjnych lub akumulacyjnych tendencjach panujących na badanych odcinkach brzegu, zwłaszcza że nie były dostępne dane zarówno o chwilowych poziomach morza w czasie prowadzenia pomiarów, jak i o ilości, sile i kierunkach sztormów jakie wystąpiły pomiędzy pomiarami. Parametry te powinny być uwzględniane w przyszłych pracach monitoringowych, zwłaszcza gdyby kampanie pomiarowe były powtarzane w tak krótkich przedziałach.

Pomiary za pomocą aparatury GPS mogą przynieść znacznie lepsze efekty w monitorowaniu przebiegu erozji brzegów klifowych, gdzie na skutek ruchów masowych (osuwiska, obrywy itp.) może dochodzić do znacznych zmian w bardzo krótkich okresach czasu. Na badanym odcinku wybrzeża klifowego w okresie pomiarowym zjawiska takie nie wystąpiły, stąd niemożliwe jest ocenienie skuteczności tej metody monitorowania brzegu, jak i podanie choćby wstępnych zaleceń metodycznych, które byłyby oparte nie tylko na przesłankach teoretycznych.

Literatura

- BASIŃSKI T. 1995 — Origin of the "Wisła Śmiała" (brave Vistula) mouth in the Vistula Delta. *Jour. Coast. Res., Spec. Iss.*, 22: 161–163.
- BERGER A. 1995 — Tools for assessing rapid environmental changes. *The Geoinicator Checklist*. No 46, ITC Publication.
- FURMAŃCZYK K. 1994 — Współczesny rozwój strefy brzegowej morza bezodpływowego w świetle badań teledetekcyjnych południowych wybrzeży Bałtyku. *Rozprawy i Studia*, 161, Uniw. Szcz.: 149.
- FURMAŃCZYK K. 2000 — Coast changes of the Hel Spit over the last 40 years. *Geoindicators Symposium and Field Meeting*. PIG Gdańsk: 74–75.
- GRANICZNY M., KOWALSKI Z., PIĄTKOWSKA A., ROBAKIEWICZ M. & ZACHOWICZ J. 1995 — Monitoring Zatoki Gdańskiej za pomocą metod teledetekcyjnych oraz modelowania hydrodynamicznego. *Prz. Geol.*, 43: 465–470.
- MAKOWSKI J. 1997 — Wały przeciwpowodziowe dolnej Wisły historyczne kształtowanie, obecny stan i zachowanie w czasie znacznych wzebrań. IBW PAN Gdańsk.
- SUBOTOWICZ W. 1975 — Wstępna ocena dynamiki brzegów klifowych regionu gdańskiego w świetle interpretacji zdjęć naziemnych. *Fotointerpretacja w Geografii*, 9: 59–73.
- SUBOTOWICZ W. 1982 — Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski. Gdańskie Tow. Nauk. Ossolineum, Wrocław, Warszawa, Kraków, Gdańsk, Łódź.
- TOMCZAK A. 1995 — Budowa geologiczna i ewolucja polskiej strefy brzegowej. *Atlas geologiczny Południowego Bałtyku*. Sopot–Warszawa: 48–51.
- UŚCINOWICZ SZ., KOSZKA-MAROŃ D., GRANICZNY M., ZACHOWICZ J. & KRAMARSKA M. R. 2001 — Recent development of the Vistula river delta in the outlet area. Functioning of coastal ecosystems in various geographical regions. *Book of abstracts*. University of Gdańsk: 28.
- ZALESZKIEWICZ L., MASŁOWSKA M., OLSZAK I.J., KOSZKA-MAROŃ D. & MICHAŁOWSKA M. — Klif w Gdyni-Orłowie. *Stratygrafia czwartorzędu i zanik lądolodu na Pojezierzu Kaszubskim*. Państw. Inst. Geol.: 124–127.
- ZAWADZKA-KAHLAU E. 1999 — Tendencje rozwojowe polskich brzegów Bałtyku południowego. *GTN*, Gdańsk.