

Paweł P. Zagożdżon

Katarzyna D. Zagożdżon

Politechnika Wrocławska

Wrocław

pawel.zagozdzon@pwr.edu.pl

RÓŻNORODNOŚĆ ZAGADNIEŃ GEOTURYSTYCZNYCH NA PLAŻACH USTKI I ORZECHOWA

DIVERSITY OF GEOTURISTIC ISSUES ON BEACHES OF USTKA AND ORZECHOWO (BALTIC SEA COAST, POLAND)

Zarys treści: Artykuł przedstawia szereg zagadnień geologicznych i górniczych, które mogą stanowić ofertę geoturystyczną prezentowaną w oparciu o zjawiska i struktury widoczne na odcinku wybrzeża pomiędzy Ustką a Orzechowem. Należą do nich wybrane procesy erozji, transportu i sedymentacji w środowiskach: eolicznym, plażowym i płytkomorskim oraz rzeczonym, powstawanie złóż rozsypiskowych, powierzchniowe ruchy masowe, profil osadów czwartorzędowych odsłonięty na klifie, ale też (w oparciu o nawieziony materiał skalny) elementy magmowej i tektonicznej ewolucji masywu granitowego oraz zachowane ślady stosowania techniki górniczej i technologii obróbki kamienia.

Wyjątkową atrakcją może być również obserwacja procesów zachodzących w czasie rzeczywistym oraz poznawanie niektórych zjawisk w miniaturze.

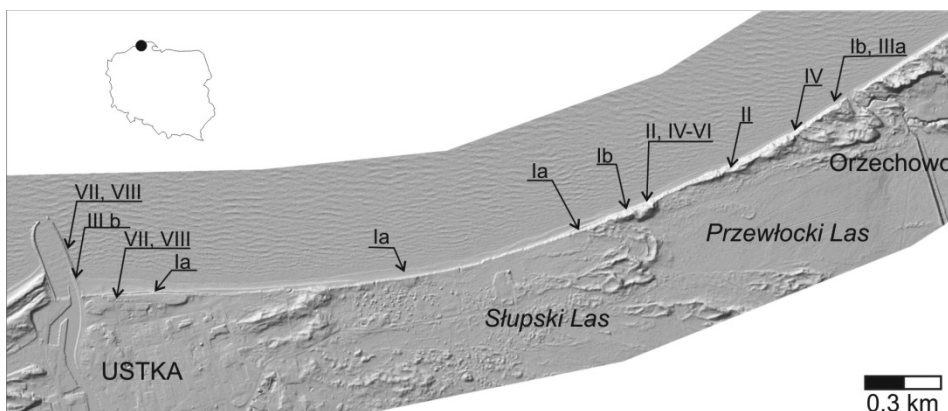
Słowa kluczowe: geoturystyka, Ustka, wybrzeże Bałtyku, petrologia, sedymentacja, tektonika
Key words: geotourism, Ustka city, Polish sea coast, petrology, sedimentation, tectonics

Wstęp

Brzeg morski to interesujące, dynamiczne środowisko stwarzające możliwość badania i opisu różnych procesów oraz zjawisk geologicznych. Jednocześnie zagadnienia te mogą być przybliżane szerszemu odbiorcy w ramach geoturystyki, rozumianej jako kierunek turystyki nakierowany na aktywne poznawanie zagadnień geo-

logicznych (Słomka, Kicińska-Świdarska 2004) lub szerzej – abiotycznych elementów przyrody i związanych z nimi aspektów działalności ludzkiej (Migoń 2012). Podkreślić należy dający się zauważyć w ostatnich latach dynamiczny rozwój oferty geoturystycznej (profilowane szlaki, ścieżki, stanowiska, ekspozycje, geoparki itd., por. Zagożdżon, Zagożdżon 2016), jak też wzrost zainteresowania tego rodzaju atrakcjami. Rzetelnie przygotowana oferta geoturystyczna – poprawna pod względem merytorycznym, ale także przystępna dla szerokiego odbiorcy, opracowana w sposób zapewniający łatwy odbiór przekazywanych treści – może być wykorzystana jako uzupełnienie istniejących tras turystycznych lub stać się niezależną ofertą umożliwiającą promocję danego obszaru jako np. „geoturystycznej stolicy” regionu.

W niniejszym artykule przedstawiono zarys zagadnień, które mogą być z powodzeniem przedstawiane w ramach oferty geoturystycznej w oparciu o stanowiska obserwacyjne znajdujące się na ok. 4,5-kilometrowym odcinku polskiego wybrzeża pomiędzy Ustką (falochron wschodni) a Orzechowem (ryc. 1), stanowiącym centralną część Zatoki Usteckiej w rozumieniu Rudowskiego i Wróblewskiego (2012). Niektóre z nich w sposób oczywisty łączone są ze środowiskiem brzegu morza (drobne struktury sedimentacyjne środowisk plażowego, płytkomorskiego i eolicznego oraz wydmy), inne mogą stanowić niejaki zaskoczenie (erozyjna, transportująca i sortująca działalność rzek, geneza złóż rozsypiskowych, tektoniczna ewolucja masywu magmowego czy techniki eksploatacji i obróbki kamienia). Niektóre występujące zjawiska przedstawiono jako doskonałe miniaturowe modele zjawisk wielkoskalowych bądź występujących w odległych zakątkach Ziemi. Opis wybranych stanowisk i zagadnień wzbogacono przeglądem danych z literatury przedmiotu.



Ryc. 1. Położenie opisywanych stanowisk na podkładzie cieniowanej mapy rzeźby terenu (zdjęcie Lidar, [http://mapy.geoportal... 2017](http://mapy.geoportal...)), szczegółowe objaśnienia w tekście
 Fig. 1. Location of described sites on the shaded terrain map of (Lidar image [http://mapy.geoportal... 2017](http://mapy.geoportal...)), detailed explanations in text

W związku z dużą dynamiką zachodzących procesów, związanych zwłaszcza z niszczeniem brzegów w sezonie sztormowym, ale także z działalnością człowieka polegającą na aktywnej ochronie i odbudowie brzegów (refulacja plaż, a ostatnio –

budowa sztucznej rafy przed plażą w Ustce), należy zaznaczyć, że charakter wielu opisywanych struktur jest efemeryczny. W kolejnych latach albo po okresach ekstremalnych zjawisk pogodowych mogą one nie występować lub pojawiać się w innych niż wskazane w tekście miejscach.

Opracowanie dotyczy jednego z najlepiej znanych terenów o charakterze turystyczno-wypoczynkowym na polskim wybrzeżu Bałtyku. Jednocześnie jest to obszar krajobrazu chronionego, a wzdłuż opracowanego odcinka przebiega czerwony szlak pieszy, wiodący z Ustki w kierunku Rowów i Łeby. Samo miasto Ustka posiada status miejscowości uzdrowskiej z kuracjami opartymi na kąpielach w wodach leczniczych i stosowaniu borowiny.

Opisywany odcinek wybrzeża ma charakter abrazyjny, obejmuje on klif orzechowski i uestcki (o wysokości skarp od ok. 3 m, w rejonie Ustki do 15 m, w Orzechowie), położony na skraju mierzejowo-wydmowego rejonu Ustki (por. Dullek, Olszak 2013; Florek i in. 1994; 2015). Klify te podlegają intensywnemu modelowaniu w związku ze stopniowym podnoszeniem się poziomu morza oraz wpływem zdarzeń sztormowych (Florek i in. 2015).

Geologiczne tło zagadnienia – elementy budowy podłoża w rejonie Ustki

Głębokie podłoże rejonu Ustki wchodzi w obręb wyniesienia Łeby, stanowiącego skrajny północny fragment platformy wschodnioeuropejskiej na terenie Polski. Pod względem tektono-metamorficznym całe wybrzeże Polski jest częścią pasma Pomorze–Blekinge, czyli centralnego fragmentu jednego z najmłodszych elementów kratonu wschodnioeuropejskiego: tzw. Amberlandu o skałach datowanych na ok. 1,83-1,74 mld lat (Krzemińska i in. 2016). Głębokie podłoże rozpoznano tu otworami wiertniczymi w latach 70. (otwory Ustka IGH-1, a w niedalekim otoczeniu – m.in. Łeba 8, Smołdzino 1, Słupsk IG-1). W oparciu o uzyskane w ten sposób wyniki można stwierdzić, że strop fundamentu krystalicznego (granitognejsy, lokalnie zieleńce i diabazy) położony jest w tym rejonie na głębokościach rzędu 3350-5000 m (Bednarczyk 1972; Płochniewski 1986). Powyżej zalegają zespoły osadowe dzielone lukami stratygraficznymi. Kompleks dolnopaleozoiczny obejmuje przeważnie piaskowcowo-iłowcowo-mułowcowe osady kambru, ordowiku i syluru, o łącznej miąższości sięgającej 4000 m (z tego sylur – 1600-3300 m). Wyżej w profilu stratygraficznym występują osady permskie (szczątkowo zachowany czerwony spągowiec oraz węglanowo-siarczanowy zespół osadów cechsztynu) i dolnotriasowe (skały drobnoklasyczne i ilaste) o łącznej miąższości nieco przekraczającej 400 m. Ponad luką stratygraficzną zalegają iłowce, mułowce i piaskowce górnej kredy (ok. 250 m), a oddzielone kolejnym hiatusem – piaski, muły i iły oligocenu i miocenu (90 m). Najwyższym ogniwem profilu stratygraficznego są gliny, iły i piaski czwartorzędowe, których miąższość w rejonie Ustki sięga 15-120 m (Płochniewski 1986). Stropowa część glin plejstocénskich widoczna jest lokalnie w podstawie klifu w rejonie Orzechowa, na wszystkich odcinkach klifów są zauważalne głównie eoliczne młode osady holocénskie (Florek i in. 1994; 2015; 2016).

We wspomnianym horyzoncie dolnopermskim (na głębokości ok. 680-700 m), w roku 1979 ujęto za pomocą otworu Ustka IGH-1 silnie zmineralizowane wody, będące jedną z podstaw funkcjonowania usteckiego uzdrowiska. Wody te, o temperaturze około 20°C, określone zostały jako chlorkowo-sodowe, bromkowe, jodkowe, borowe (Płochniewski 1986).

Zagadnienia geoturystyczne na plażach Ustki i Orzechowa

Charakteryzowany odcinek brzegu Bałtyku, zarówno w strefach niezmienionych (słabo zmienionych) przez działalność człowieka, jak i na odcinkach zurbanizowanych stwarza możliwości edukacji w szerokim zakresie nauki i techniki oraz popularyzacji tych zagadnień. Znajdujemy tu doskonałe przykłady zjawisk dotyczących szeregu działów geologii, ale też geomorfologii, górnictwa, obróbki kamienia i budownictwa (w zakresie inwestycji hydrotechnicznych). Różnorodność tych zagadnień jednoznacznie wskazuje na wyjątkowe bogactwo problematyki geoturystycznej na analizowanym – w większości naturalnym, ale częściowo silnie zurbanizowanym – odcinku brzegu Bałtyku. Większość z nich została w popularny, bogato ilustrowany sposób zaprezentowana przez P. Zagożdżona (2014a, b) w internetowym wydawnictwie Politechniki Wrocławskiej.

Niektóre zagadnienia można przedstawić w sposób przystępny dla nieprofesjonalistów czy w ramach edukacji podstawowej, inne pozwalają na przybliżenie problemów bardziej szczegółowych, nawet specjalistycznych. Opisywane w artykule stanowiska i zagadnienia można więc wykorzystać zarówno podczas wycieczek szkolnych i turystycznych (np. urozmaicając ofertę dla wczasowiczów), jak też np. w czasie studenckich zajęć terenowych.

1. Dynamika procesów środowiska plażowego

Brzeg morski (plaże) to strefa nakładania się działalności dwóch środowisk o dużej dynamice: plażowego, przybrzeżnomorskiego i eolicznego, dzięki temu łatwo tu obserwować mechanizmy ich działania oraz powstające formy. Na szerszych odcinkach plaż istnieje możliwość studiowania ich pełnego profilu poprzecznego – od linii wody po skraj pasa wydm.

Najbardziej zauważalnymi strukturami występującymi poniżej poziomu morza, w strefie tzw. przybrzeża (podbrzeża), są ripplemarki o różnym przebiegu, a także wyraźny, kilkunastocentymetrowej zazwyczaj wysokości, stopień morfologiczny, oddzielający strefę łamania fali oraz strefę zmywu. Na końcu tej ostatniej, a więc już w obrębie wału brzegowego, tworzą się często drobne podcięcia, będące miniaturą wybrzeży klifowych – umożliwiają one łatwe zapoznanie się z charakterem procesów powodujących degradację brzegów tego rodzaju. Na zapleczu wałów brzegowych uwagę zwracają efemeryczne laguny, do których woda jest dostarczana w wyniku względnie rzadkich przelań fal przez wał brzegowy, zaś odpływ następuje konsekwentnie kanałami, które można przedstawić jako miniaturowy model środowiska aluwialnego, pozwalający na śledzenie procesów erozji i transportu rzeczne-

go. W takich miejscach geoturysty mogą podejmować próby „interaktywnego” poznawania pewnych procesów (zmiany charakteru erozji i sedymentacji czy kierunku transportu), np. w konsekwencji umieszczenia jakiejś przeszkody w nurcie. Zarówno w strefie zmywu, jak i we wspomnianych kanałach odprowadzających wodę z lagun efemerycznych, przy licznie występujących większych ziarnach mineralnych (otoczaki, muszle mięczaków) oraz fragmentach organicznych (np. kawałki drewna) formują się tzw. ślady opływania. Mogą być one dobrym przykładem wskaźników kierunku transportu, istotnych np. w analizie kopalnych środowisk sedymentacyjnych. Wymienione powyżej struktury strefy brzegowej Bałtyku zostały szczegółowo opisane przez S. Rudowskiego (1962) i L. Kurowskiego (2002).

W wyższej części strefy brzegowej (plaża wewnętrzna) obserwuje się szereg zjawisk i struktur eolicznych (por. Rudowski 1962; Kurowski 2000). W okolicach Ustki powszechnie występują formy akumulacyjnej działalności wiatru – ripplemarki, grzbiety piaszczyste, tzw. piaszczyste zaspy, a dalej w głąb lądu – wydmy. Łatwa i często wręcz atrakcyjna z estetycznego punktu widzenia jest zwłaszcza obserwacja pierwszych z nich, które występują w wielkich ilościach i bogactwie form. Bieżące modelowanie ripplemarków zachodzące podczas intensywniejszych wiatrów daje szansę poznawania charakteru transportu i sedymentacji eolicznej. Studiowanie form ripplemarków pozwala na wskazanie analogii do wydym (formy równoległe lub wygięte, np. barchany), zaś gromadzenie się pomiędzy ich grzbietami ciemnych ziaren minerałów ciężkich jest przykładem sortowania gęstościowego. Przy większych przeszkodach terenowych dochodzi do akumulacji materiału detrytycznego w postaci wydłużonych zgodnie z kierunkiem wiatru zasp piaszczystych. Przy przeszkodach drobnych (np. otoczaki) tworzą się ślady owiewania. Dają one asumpt do przybliżenia niezwyklego rodzaju procesu złożotwórczego, który jest odpowiadający za redepozycję i koncentrację drobnych diamentów w piaskach plażowych Namibii właśnie w takich niewielkich strukturach. Takie złożowe nagromadzenia noszą tam nazwę „aeolian placers” i – dzięki stałej działalności silnych południowych wiatrów – mają charakter złóż odnawialnych.

Wszystkie opisane powyżej zjawiska są dostępne do obserwacji praktycznie na całej długości plaż, zwłaszcza w strefach o większej szerokości (oznaczenie „Ia” na ryc. 1). Podczas wycieczki wzdłuż brzegu można dostrzec również niewielkie współczesne wydmy oraz przekroje parabolicznych wydym kopalnych (por. Marsz, Tobolski 1993) umocnionych roślinnością, w całości dostrzegalnych dopiero na odwzorowaniach kartograficznych (np. Lidar – por. ryc. 1, punkty oznaczone „Ib”).

2. Piaski plażowe

Piaski plażowe rejonu Ustki zostały szczegółowo zanalizowane przez R. Racynowskiego (1965). Stwierdził on, że w poszczególnych rodzajach piasku, różniących się frakcją czy barwą osadu, zawartość kwarcu zazwyczaj przekracza 80%, w nielicznych wypadkach może jednak spadać nawet poniżej 20%. Około 30% składu ziarnowego to okruchy skał krystalicznych (gnejsów, łupków), w niewielkiej ilości notowane były ziarna węglanowe (wapienie, kalcyt, fragmenty muszli). We wspo-

mnianym opracowaniu odnotowano także obecność minerałów ciężkich w ilości 3,2-5,7%. Składnikami dominującymi były wśród nich granat (do 52%), amfibol (do 40%) i minerały nieprzezroczyste (magnetyt, ilmenit, hematyt – do 36%), ponadto występowały: apatyt, biotyt, cyrkon, dysten, epidot, piroksen, rutyl, staurolit oraz turmalin. Analizę form występowania minerałów ciężkich na wybranych odcinkach plaż bałtyckich przeprowadzili L. Mączka i R. Racinowski (1969), a jednym z badanych przez nich stanowisk był rejon Ustki. Stwierdzili oni obecność koncentracji charakterystycznych dla wybrzeży intensywnie rozmywanych, ze strefami wzbogacenia rozmieszczonymi na czole wału brzegowego, w sąsiedztwie przeszkód naturalnych i sztucznych oraz w górnej części brzegu, gdzie występowały koncentracje najrozleglejsze, będące produktem przyboju sztormowego. Tylko dla rejonu Ustki opisali dodatkowo linijne skupienia minerałów ciężkich przy drobnych ciekach płynących z nadbrzeża (pas wydym).

Z geoturystycznego punktu widzenia tak szczegółowe opisy rzadko są niezbędne, jednak niektóre przedstawiane w nich informacje są warte wykorzystania. Gołym okiem łatwo dostrzec kolorystyczne zróżnicowanie piasku. Zazwyczaj jest to jasny, niemal czysty materiał kwarcowy, kiedy indziej wyraźnie widoczne są w nim koncentracje (smugi) ziaren ciemniejszych (ryc. 1 – stanowiska „II”). W strefie wału brzegowego i na brzegach efemerycznych lagun jest to zazwyczaj wynik nagromadzenia się drobnych szczątków skorup omułka bałtyckiego (*Mytilus trossulus*) lub innych cząstek organicznych. W innych przypadkach można zauważyć mniej kontrastowe, zazwyczaj o czerwonym odcieniu, skupienia minerałów ciemnych, głównie granatów. Na skutek wyraźnej różnicy gęstości kwarcu i granatów, w wyniku ciągłych ruchów oscylacyjnych fal morskich, następuje sortowanie tego materiału piaszczystego. Formę powstających skupień granatów można czasem szczegółowo prześledzić w budowie wału brzegowego, gdzie fale podcinają świeżo osadzony materiał. Widać wtedy wyraźnie, że są to ciągnące się nawet dziesiątkami metrów cienkie, kilkucentymetrowe warstewki, będące wspianymi miniaturami tzw. złóż przybrzeżno morskich, np. cyrkonu, ilmenitu czy właśnie granatów, rozciągających się na dziesiątki kilometrów wzdłuż brzegów Australii, Indii czy Brazylii, albo też wyjątkowych, radioaktywnych koncentracji monacytu w plażowych piaskach Morza Azowskiego. Większe nagromadzenia granatów pozwalają też wyobrazić sobie szeroko znaną atrakcję turystyczną – plażę Pfeiffer Beach w Kalifornii, jedną z najbardziej znanych tzw. „czerwonych plaż”. Geoturystów (zarówno młodzież szkolną, jak i dorosłych) zachęcać można do bliższego przyjrzenia się bogactwu form i różnorodności ziaren piasku, choćby za pomocą szkieł powiększających (por. ryc. 2).

Należy jednak zaznaczyć, że piasek obserwowany dziś na plażach w większości ma pochodzenie obce. Co roku po sezonach sztormowych materiał ten, w ilości rzędu dziesiątków tysięcy metrów sześciennych, jest tu przywożony w celu odbudowy brzegów. Jednakże pod względem geologicznym można go uznać za jak najbardziej odpowiedni, pochodzi bowiem z okresowo eksploatowanych złóż dna Bałtyku, takich jak Ławica Słupska oraz Południowa Ławica Środkowa (por. Koziół i in. 2011; Szuflicki i in. 2016).



Ryc. 2. Ziarna piasku granatowego (widok spod mikroskopu stereoskopowego, wysokość pola widzenia – ok. 3 mm)

Fig. 2. Garnet beach sand (view from under the stereo microscope, width of photo – about 3 mm)

3. Otoczaki plażowe

Znacznie łatwiejszym do poznawania przez geoturystów składnikiem osadu strefy brzegowej są otoczaki plażowe. W różnych częściach opisywanego odcinka wybrzeża natrafia się niejednokrotnie na znaczne nagromadzenia otoczków różnej wielkości, często stanowiących poziomy bruków sztormowych, później modyfikowanych przez zwykłą działalność fal morskich. Na ich podstawie można w popularnej formie przedstawić zagadnienia takie, jak litologia materiału skandynawskiego, transportowanego podczas kolejnych faz zlodowaceń, a także elementy analizy morfologii ziaren w skałach osadowych (Zagożdżon 2014a). O atrakcyjności otoczków plażowych dla pasjonatów geologii, geoturystów, a także laików świadczyć może przygotowanie przez Państwowy Instytut Geologiczny specjalnej broszury (Mąsłowska, Przeddziecki 2009).

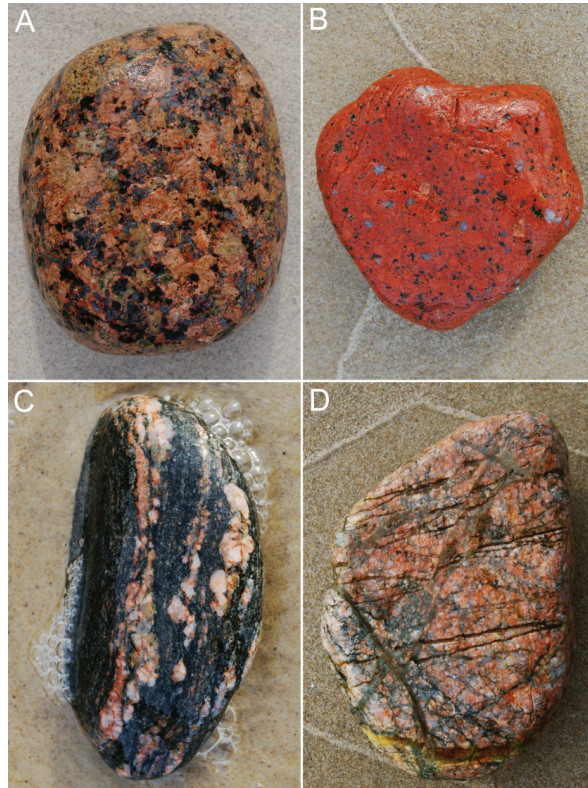
Bogactwo okazów otoczków pozwala w pierwszym rzędzie zwrócić uwagę na podstawowy parametr, jakim jest wielkość ziaren. Tuż przy brzegu przyciągają uwagę nagromadzenia drobnych, bardzo silnie spłaszczonych, okrągłych otoczków o rozmiarach 2-3 cm. Potocznie – z uwagi na pokrój upodabniający je do monet – nazywane są one „groszakami”. Na rozległych odcinkach plaż odsłaniają się natomiast nagromadzenia ziaren większych, których rozmiary sięgają 20-30 cm, zaś w pobliżu Orzechowa można zobaczyć nawet skupienia gładzików o wielkościach rzędu 1 m (ryc. 1 – „IIIa”). Pokrój (kształt) otoczków jest zróżnicowany, łatwo wskazać wśród nich okazy izometryczne – niemal kuliste, jak również wydłużone czy spłaszczone (ryc. 3). Większość z nich wykazuje wysoki stopień obtoczenia, ziarna pół-obtoczone lub półostrokrawędziste to takie, które niedawno uległy rozpadowi w wyniku działania fal przyboju (Zagożdżon 2014a).

Niewątpliwie bardziej niż forma wzrok obserwatora przyciąga kolorystyczne i strukturalne bogactwo otoczków, będące konsekwencją ich dużego zróżnicowania petrograficznego. W dużej ilości spotykamy tu fragmenty granitoidów, skał o zmiennych strukturach i nieco zróżnicowanym składzie mineralnym. Są to liczne czerwone granity (ryc. 3A), w tym odmiany typu rapakiwi o charakterystycznych zaokrąglonych ziarnach skaleni potasowych z zielonkawymi lub szarymi obwódkami oligoklazowymi, będącymi świadectwem wieloetapowości procesu krystalizacji magmy. Można także natrafić na szare granity i ciemniejsze od nich, drobnokrystaliczne zazwyczaj, granodioryty i dioryty. Pod względem mineralogicznym i genetycznym skały te nie różnią się od granitoidów rodzimych, wart podkreślenia jest natomiast ich wiek: granity rapakiwi datowane są bowiem na ok. 1,6 Ga, a inne odmiany nawet na archaik (około 3 Ga). Innymi skałami magmowymi, które w dużych ilościach występują na plażach w rejonie Ustki i Orzechowa, są zazwyczaj brązowe lub rude ryolity (porfiry) – efuzywne odpowiedniki granitów. Ich rzucającą się w oczy cechą jest kontrastowa zazwyczaj barwa (ceglastoczerwona, brązowa). Na wilgotnych powierzchniach można łatwo dostrzec ich porfirową strukturę z licznymi, zazwyczaj drobnymi, fenokryształami skaleni i kwarcu, tkwiącymi w afanitowym (skrytokrystalicznym) cieście skalnym (ryc. 3B).

Inne otoczki są fragmentami skał całkowicie odmiennych pod względem budowy i genezy. Powszechnie występują wyraźnie laminowane skały metamorficzne, przede wszystkim silnie zróżnicowane pod względem strukturalnym, teksturalnym i mineralogicznym gnejsy (w tym granitognejsy, gnejsy migmatyczne oraz gnejsy granatonośne, ryc. 3C). Cechy ich budowy wewnętrznej pozwalają na przybliżanie zagadnień dotyczących genezy protolitu (orto- i paragnejsy), warunków, w jakich zachodziły przemiany metamorficzne (granat, jako minerał dokumentujący przemiany wysokociśnieniowe) czy zmienności składu mineralnego (np. gnejsy biotytowe i dwułyteczkowe). Inne skały metamorficzne reprezentowane wśród otoczków plażowych to m.in. granulity – charakterystyczne żółte skały z licznymi czerwonymi ziarnami granatów. Są one przykładem skał powstających w skrajnych warunkach metamorficznych – wysokotemperaturowych i wysokociśnieniowych. Ponadto na plażach rejonu Ustki spotykane są łatwo rozpoznawalne bazalty, amfibolity, piaskowce, kwarcyty czy wapienie, niejednokrotnie z doskonale zachowanymi skamieniałościami. Można zwrócić uwagę na trudne do jednoznacznej makroskopowej identyfikacji ziarna skalne, w których wyraźnie widoczne są silne, wieloetapowe zmiany tektoniczne – z tej przyczyny można je ogólnie określić jako tektonity (por. Zagożdżon 2014a; ryc. 3D).

Należy zaznaczyć, że skład petrograficzny otoczków plażowych jest obecnie modyfikowany na skutek dostarczania materiału skandynawskiego i sudeckiego w postaci surowców do prac inżynierskich (zabudowa hydrotechniczna).

Uzupełnieniem zagadnień dotyczących metamorfizmu mogą być obserwacje dotyczące przeprowadzić przy pomniku usteckiej syrenki (u nasady falochronu). Jego podstawa wykończona jest za pomocą polerowanych płyt kamiennych o wyglądzie zbliżonym do handlowej odmiany Africa Silver Blue, pochodzącej z RPA. Pod względem petrograficznym jest to ciekawie tektonicznie zdeformowany szary gnejs (ryc. 1 – „IIIb”).



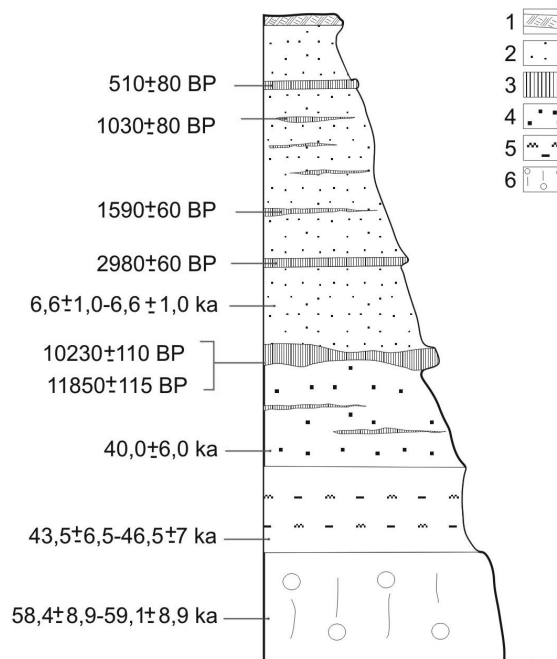
Ryc. 3. Przykłady otoczków plażowych (wszystkie o rozmiarach ok. 6-9 cm): A – izometryczne ziarno granitu skandynawskiego, B – nieregularny otoczek porfiru, C – wydłużone ziarno gnejsu biotytowego, D – tektonit z widocznymi żyłkami mineralnymi, spękaniem i drobnymi uskokami

Fig. 3. Examples of beach pebbles (6-9 cm in size): A – isometric Scandinavian granite, B – irregular porphyry grain, C – elongated pebble of biotite gneiss, D – tectonite with tiny mineral veins, fissures and faults

4. Profil osadów czwartorzędowych – litologia i wiek

We wschodniej części omawianego terenu, w odległości do 1 km od Orzechowa, wybrzeże nabiera charakteru wyraźnie klifowego, ze skarpami o wysokości sięgającej 15 m (Florek i in. 1994; Marsz, Tobolski 1993). Doskonałe odsłonięcie odmian litologicznych budujących klif spowodowało, że był on wielokrotnie opisywany w literaturze przedmiotu, wykonano też szereg datowań osadów (m.in. Marsz, Tobolski 1993; Florek i in. 1994; Olszak i in. 2008, 2012; Dullek, Olszak 2013). Obraz następstwa osadów czwartorzędowych w tych pracach jest dość podobny, choć rzucają się w oczy znaczne niekiedy różnice miąższości głównych wydziałów. Wyjaśnienie tej kwestii ilustruje wzdłużny profil klifu przedstawiony przez Marsza i Tobolskiego (1993), ukazujący zmiany tego parametru sięgające nawet 5 m.

W oparciu o przytoczone opracowania można przedstawić uproszczony, syntetyczny profil litologiczny klifów w rejonie Orzechowa (ryc. 4). Ich podstawę (o widocznej miąższości sięgającej 4,5 m) budują szare gliny zwałowe, określone przez Florka i in. (1994) jako bazalne. W zmiennej ilości występuje w nich frakcja żwirowa, kamienista i gładowa, gdzie ok. 40% stanowią ziarna paleozoicznych wapieni, a 35% – skał krystalicznych. Gliny wydатовano na od $58,4 \pm 8,9$ do $59,1 \pm 8,9$ ka (Olszak i in. 2008). Powyżej zalega zróżnicowany zespół osadów drobnodetrytycznych i ilastych o genezie limnicznej lub glacialimnicznej. Przez różnych autorów jest on określany jako ilasto-gliniasty czy ilasto-mułkowy lub jako zespół piasków zailonnych i iłu. Jego podawana miąższość jest bardzo zmienna – zazwyczaj ma wartość 1-2 m, jednak Olszak i in. (2008) określili ją na 10 m. Ci sami autorzy podają wiek tych skał wynoszący od $43,4 \pm 6,5$ do $46,5 \pm 7$ ka. Kolejne wydzielenie litologiczne to średnioziarniste piaski fluwioglacjalne, zawierające rozproszoną materię organiczną oraz szereg drobnych przewarstwień torfów mszystych (Marsz, Tobolski 1993), jego wiek określono na ok. $40,0 \pm 6$ ka (Olszak i in. 2008).



Ryc. 4. Zgeneralizowany profil klifów Orzechowskich, wydzielenia litologiczne i datowania (Marsz, Tobolski 1993; Florek i in. 1994; Olszak i in. 2008; Dullek i Olszak 2013). 1 – gleba, 2 – piaski eoliczne, 3 – torfy i gleby kopalne, 4 – piaski fluwioglacjalne, 5 – seria drobnodetrytyczna i ilasta, 6 – glina zwałowa

Fig. 4. Generalized lithological profile of Orzechów cliffs, description of rocks and dating – after Marsz and Tobolski (1993), Florek et al. (1994), Olszak et al. (2008), Dullek and Olszak (2013); explanations: 1 – recent soil, 2 – aeolian sands, 3 – peat and fossil soils, 4 – fluvioglacial sands, 5 – fine-detrital and clayey sediment, 6 – boulder clay

Powyżej zalega charakterystyczna wkładka gleby kopalnej i sprasowanego torfu, o miąższości sięgającej 0,5 m. Opisano w niej występowanie znacznych ilości drewna i liści brzozy. Obecność brzozy, a także sosny, wierzby i jałowca została udokumentowana również na podstawie badań palinologicznych (Marsz, Tobolski 1993). Warstwę tę datowano na 11850 ± 115 do 10230 ± 110 BP (Marsz, Tobolski 1993; Florek i in. 1994). Najwyższą część profilu stanowi miąższy (sięgający 8 m) zespół drobno- do średnioziarnistych piasków eolicznych – wydmowych, szczególnie scharakteryzowanych przez Ł.E. Dullka i I.J. Olszaka (2013), a dla których Olszak i in. (2008) podali wiek $6,6 \pm 1$ do $6,9 \pm 1$ ka. Osady te opisali również Florek i in. (2016), analizując jednocześnie cechy morfologiczne występujących tu wydm. Piaski eoliczne są przewarstwiane szeregiem poziomów gleb kopalnych (częściowo z torfem), z których pięć wydatowano, uzyskując wartości od 2980 ± 60 do 510 ± 80 BP (Marsz, Tobolski 1993; Florek i in. 1994). Zespół ten przykryty jest cienką warstwą gleby przyklifowej typu naspa (Florek i in. 1994; Dullek, Olszak 2013)

Zróznicowanie osadów klifów w rejonie Orzechowa (ryc. 1 – „IV”, 4) jest wyraźnie widoczne nawet dla niewprawnego obserwatora. Oczywiście w obrazie tym dominują piaski, stanowiące zazwyczaj większość profilu pionowego, a ponadto osypujące się na niższe wydzielenia. Niemniej w wielu miejscach doskonale widoczne są także wkładki torfów – z reguły silnie zawodnionych, z których często sączą się rude wody, silnie zażelazone i zawierające duże ilości kwasów humusowych. W pobliżu Orzechowa, bezpośrednio nad poziomem morza, odsłaniają się szare gliny zwałowe, skały wyraźnie spoiste, a przez to bardziej odporne na oddziaływanie czynników erozyjnych. W konsekwencji tworzą one (zwłaszcza po okresach sztormów) dobrze wykształcone ostrogi (Zagożdżon 2014a).

Często można zauważyć zmienność kąta nachylenia skarpy klifu – zestromionej na wychodniach skał spoistych (gliny, torf), a bardziej pochyłej na wychodniach piasków. Na plaży, poniżej wychodni torfów, czasem można natrafić na duże klasty torfowe i gytiove.

Spoglądając szerzej na zagadnienia geologiczne, można wykorzystać widoczne w tym rejonie odmiany skalne do przybliżenia i popularyzacji zagadnień takich, jak uwęglenie w szeregu humolitywym (torf) czy procesy zachodzące podczas zlodowaceń (gliny, osady fluwioglacjalne).

5. Modelowanie brzegu klifowego

Jak wyżej wspomniano, wstępem do zapoznania się z zagadnieniem erozyjnego modelowania brzegu klifowego może być obserwacja miniaturowych skarp tworzących w wyniku podcinania wału brzegowego na krawędzi strefy zmywu. Niszczące działanie poszczególnych napływających fal doprowadza tam co pewien czas do drobnych obrywów i osunięć. Szczegółowe zapoznanie się z realnymi procesami zachodzącymi w rzeczywistej skali możliwe jest natomiast na odcinku brzegu w pobliżu Orzechowa, gdzie klif osiąga największą wysokość i jest najbardziej stromy.

Powierzchniowe ruchy masowe zachodzące w tej strefie (osuwiska) wspomniane były przez Dullka i Olszaka (2013). Wyniki szczegółowych badań procesów mode-

lujących brzeg klifowy przedstawili natomiast Florek i in. (2008). Wskazali oni na rolę abrazji sztormowej, podcinającej podstawę i powodującej zestromienie czoła klifu. Jej następstwem są obrywy, osuwiska i osypywanie się materiału mineralnego, zachodzące w okresach bezsztormowych, „wygładzające” profil skarpy brzegowej. Florek i in. (1994) zwrócili uwagę na rolę licznych wsięków i wypływów następujących wzdłuż stropu warstw skał spoistych (glin, torfów) naruszających stabilność skarp klifowych i ułatwiających powstawanie obrywów i osuwisk. Według opracowania Dziedzica i in. (1994) procesy te powodują w rejonie Ustki i Orzechowa szybkie cofanie się brzegu w tempie (od poł. XIX w.) rzędu 2 m/rok.

Wzdłuż klifów na opisywanym odcinku wybrzeża często można obserwować różnorodne powierzchniowe ruchy masowe. Najpowszechniej – nawet na skarpach o niewielkiej wysokości – występuje osypywanie się materiału piaszczystego. W niektórych miejscach (np. ok. 1,5 km od Orzechowa) można obserwować również dobrze wykształcone osuwiska (ryc. 1 – „V”, 5). Na poziomie plaży występują spiętrzone czoła jeziorów osuwiskowych. Wyżej, w niszach osuwiskowych, dostrzeżę się rozległe płaty darni wraz z grupami krzewów, a nawet drzew, które uległy przemieszczeniu w sposób dobrze ilustrujący mechanizm ruchu osuwiskowego. Struktury te nie stanowią zagrożenia dla ludzi, jednak można je przedstawić jako ilustrację niszczących osuwisk występujących np. w polskich Karpatach albo katastrofalnych zjawisk zachodzących w takich krajach, jak Japonia, Indonezja, Chile czy Afganistan, gdzie zwały skał i błota grzebią niekiedy całe wsie.

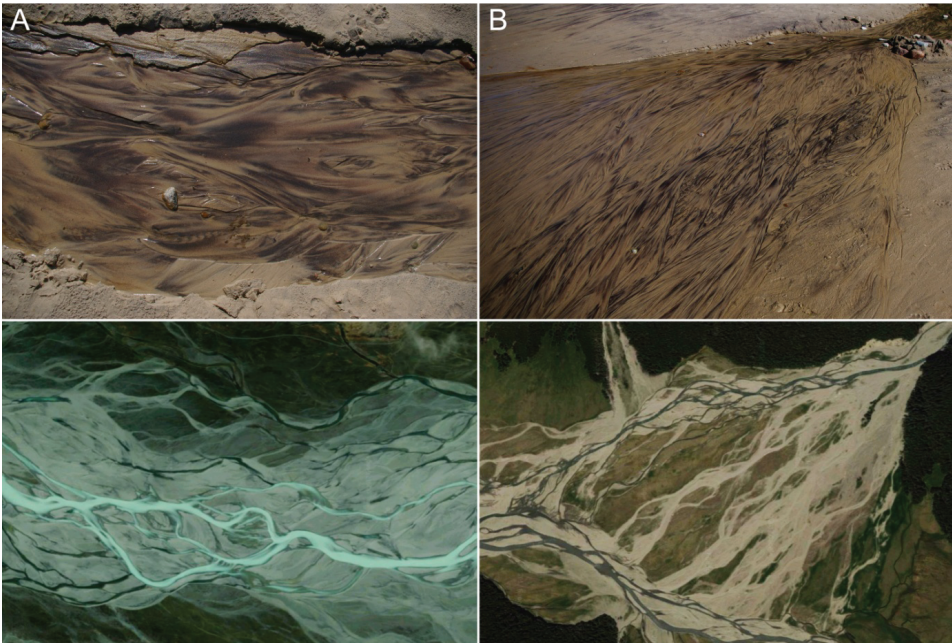


Ryc. 5. Osuwiska i osypywanie się materiału piaszczystego na krawędzi klifu koło Orzechowa
Fig. 5. Landslides and sandy talus accumulation on the cliff near Orzechów

6. Praca rzeki w miniaturze

Wspomniane wyięki i wypływy z różnych horyzontów litologicznych widocznych na skarpach klifu, często jednak następujące u jego podstawy, to zjawiska o niskiej intensywności, ale względnie stałe. Powodują one gromadzenie się drobnych ilości wody, a potem jej spływ w kierunku morza, w postaci niewielkich strumieni. W wielu przypadkach można tu – w miniaturze, ale bardzo szczegółowo – prześledzić zjawiska związane z tzw. pracą rzeki, czyli erozją, transportem i sedymentacją (ryc. 1 – stanowisko „VI”; Zagożdżon 2014b).

U podstawy klifu energia płynącej wody gwałtownie spada, początkowo może ona transportować nawet drobne otoczaki, dalej przenosi jedynie piasek. Miejsce to można traktować jako odpowiednik granicy górnego i środkowego biegu rzeki. Poniżej na niektórych odcinkach daje się zauważyć meandrowy charakter przepływu, jednak powszechnie, ze względu na przeciążenie nurtu osadem, występują cieki o charakterze roztokowym. Są one doskonałą miniaturą ilustracją rzek górskich. (ryc. 6A).



Ryc. 6. Miniaturowa rzeka roztokowa (A – na górze, szerokość struktury ok. 1 m) oraz stożek napływowy (B – na górze, szerokość podstawy ok. 8 m) zestawione z ich wielkoskalowymi odpowiednikami (na dole – przykłady z Nowej Zelandii, Wyspa Południowa, rejon jeziora Pukaki, www.google.pl/maps/@-43.7907599,170.1405942,2449m/data=!3m1!1e3 z dnia 20.11.2017 r.)

Fig. 6. Miniatures of braided river (A – on top, structure width about 1 m) and alluvial fan (B – on top, base width about 8 m) compared with real structures (below – examples from New Zealand, South Island, Pukaki Lake region; www.google.pl/maps/@-43.7907599,170.1405942,2449m/data=!3m1!1e3 from 20th November, 2017)

Niekiedy te drobne strumienie tworzą rozległe, pięknie wykształcone stożki napływowe, które można porównać z wielkoskalowymi strukturami tego typu (ryc. 6B), znanymi np. z Iranu, czy Doliny Śmierci w USA, a ostatnio dobrze udokumentowanymi na Marsie.

Dalsze obserwacje ułatwia fakt zawartości znacznej ilości ziaren granatu w piasku plażowym, minerału wyraźnie różniącego się od dominującego kwarcu pod względem barwy i gęstości. Dzięki temu można również poznać ogromną sortującą rolę środowiska aluwialnego.

Łatwo daje się zaobserwować lokalna erozja boczna i wsteczna powodująca odsłonięcie osadu kwarcowo-granatowego. „Rzeka” transportuje materiał mineralny, jednak na skutek zmienności warunków przepływu zmienia się też jej nośność. Meandry, przegłębienia, przeszkody w nurcie – to miejsca, w których następuje wyraźna selektywna sedymentacja minerału o wysokiej gęstości. Dostrzec więc można granatowe łachy albo skupienia tego minerału w kotłach eworsyjnych za opływającymi przez rzekę otoczkami (ryc. 7). Na bieżąco daje się obserwować powstawanie miniaturowych złóż granatu, analogów m.in. złóż złota Syberii i rzeki Yukon, diamentów w Jakucji czy kasyterytu w Malezji. By lepiej poznać dynamikę procesów geologicznych, geoturysty mogą tu sobie pozwolić na odrobinę interaktywności, nagle umieszczając w nurcie jakąś przeszkodę lub ją usuwając i obserwując zmiany pracy „rzeki”.



Ryc. 7. Model rozsypiskowego, aluwialnego złoża minerałów ciężkich (granatów) pod klifem w rejonie Orzechowa (szerokość pola widzenia ok. 20 cm).

Fig. 7. A model of heavy minerals (garnet) placer deposit, under the cliff near Orzechowo (width of photo – about 20 cm)

7. Elementy ewolucji masywu granitoidowego

Zaskakującym zagadnieniem geoturystycznym studiowanym na brzegu morza może być ewolucja masywu magmowego, tu przybliżona w oparciu o obserwacje przeprowadzone przez Zagożdżona (2014b) na wschodnim falochronie Ustki oraz wzdłuż promenady (ryc. 1 – „VII”). Budowle te są umocnione i zabezpieczone za pomocą wielkiej ilości granitowych bloków kamiennych pochodzących z rejonu Strzegomia. Na podstawie dostrzegalnych w nich struktur można przedstawić elementy ewolucji magm, migracji i krystalizacji stopu granitowego, zjawisk późno- i pomagmowych, rozwoju tektoniki spękania czy wietrzenia. Geoturystyczny spacer wzdłuż falochronu – zwłaszcza w deszczowy dzień, gdy na mokrych powierzchniach skał wyjątkowo wyraźnie widoczne są różnorodne zjawiska – staje się wycieczką w głąb czasu geologicznego i skorupy ziemskiej. Masyw granitoidowy Strzegom-Sobótka, z którego pochodzi ten materiał skalny, jest złożony pod względem budowy geologicznej i genezy. Budują go różne odmiany granitów i granodioryty o wieku określanym na około 325-280 Ma (Puziewicz 1990) lub 309-291 Ma (Turniak i in. 2007), co odpowiada przełomowi karbonu i permu. Powstały one z magm o temperaturze około 850°C, krystalizujących na głębokościach mniejszych niż 15 km (Puziewicz 1990). Bardzo interesującym z geoturystycznego punktu widzenia zagadnieniem są strzegomskie pegmatyty, opisane szczegółowo m.in. przez Janeczka (1985).

Najstarsze procesy magmowe we wspomnianych blokach skalnych dokumentują tzw. maficzne enklawy magmowe, których rozmiary niekiedy przekraczają 0,5 m. Są one świadectwem mieszania się dwóch stopów o różnym chemizmie i składzie mineralnym – dominującego kwaśnego (granitoidowego) oraz bardziej zasadowego, ulegającego dyspersji w formie niewielkich ciał izometrycznych. W pobliżu granic enklaw (w związku z różnicą składu chemicznego i temperatur magm) zachodziły niekiedy procesy intensywnej wymiany jonowej, które ostatecznie spowodowały powstanie tzw. obwódek reakcyjnych, czyli ciemniejszych lub jaśniejszych stref równoległych do granic enklaw (ryc. 8). W nomenklaturze kamieniarskiej enklawy są określane mianem „myszek”, a wielu odbiorców traktuje je jako skazy dyskwalifikujące wyrób kamienny. Świadectwem plastycznego płynięcia stopu magmowego są często dobrze widoczne szliry biotytowe, czyli ciemne smugi o nieostrych zazwyczaj granicach (ryc. 9). Te skupiska biotyty utworzyły się w wyniku grawitacyjnej koncentracji blaszek tego minerału lub poprzez „roztarcie” i niemal całkowitą asymilację enklaw.

Różne odmiany granitów pozwalają na przedstawienie zmiennych warunków krystalizacji magmy, dokumentowanych strukturą skały. Na świeżych powierzchniach bloków łatwo można wyróżnić najstarsze składniki mineralne, którymi są automorficzne porfirokryształy plagioklazów, niekiedy zawierające linijne skupienia wrostków biotyty, świadczące o wieloetapowości krystalizacji skaleni. W tle skalnym łatwo wyróżnić można ksenomorficzne ziarna szarego, kremowego lub białego skalenia oraz ciemnoszarego kwarcu, o wysokim, szklistym połysku. Wyraźnie widoczne są kontrastowe, czarne, drobne ziarna biotyty, a rzadko słupkowe kryształy hornblendy (niekiedy można dostrzec ich poprzeczne, rombowe w zarysie przekroje, por. Zagożdżon 2014b). Zróżnicowane rozmiary kryształów świadczą m.in. o róż-

nym tempie krystalizacji wynikającym z temperatury skał osłony, w jaką wnikała magma i tempa spadku temperatury stopu. Pierwsze pulsły magmy wnikały w otoczenie wyraźnie od niej chłodniejsze, dlatego magma stygła szybciej, a powstające kryształy uzyskały mniejsze rozmiary. Późniejsze porcje stopu dostawały się w obręb już podgrzanego środowiska, ich temperatura spadała wolniej, a kryształy narastały spokojniej, mogły więc uzyskać większe rozmiary.



Ryc. 8. Maficzna enklawa magmowa (długość 27 cm) w bloku granitu strzegomskiego przy falochronie wschodnim w Ustce, wyraźnie widoczna obwódka reakcyjna

Fig. 8. Magmatic mafic enclava (27 cm long) with well visible reaction rim in Strzegom granite – a rock at east pier in Ustka

Ryc. 9. Biotytowe szliry i żyła aplitowa w granicie strzegomskim (przy promenadzie w Ustce)

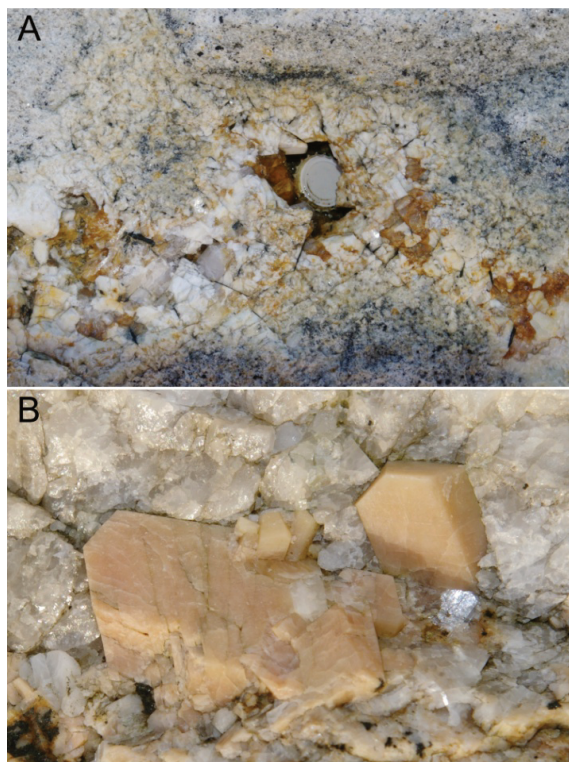
Fig. 9. Biotite streaks and aplite vein in Strzegom granite (at the promenade in Ustka)

Na schyłkowym etapie magmowej ewolucji masywu oraz na etapie pomagmowym formowały się różnego typu skały żyłowe. Najbardziej atrakcyjne z nich to pegmatyty w postaci wystąpień żyłowych i gniazdowych, niekiedy tworzące tzw. druzy (ryc. 10A). Skały te zbudowane są z identycznego zespołu minerałów skałotwórczych co granity, ale tworzące je kryształy osiągają duże rozmiary oraz wykazują doskonale wykształcone, izometryczne pokroje (ryc. 10B).

W literaturze można dotrzeć do informacji o znajdujących w kamieniołomach rejonu Strzegomia kilkucentymetrowych kryształach skaleni (albit, mikroklin, amazonit), czy osobnikach kwarcu (kwarc dymny, morion) o długości do 60 cm. Pegmatyty te zawierają też jednak bogaty zespół minerałów pobocznych i akcesorycznych. Często występują pseudomorfozy chlorytowe po biotycie, piryty i fluoryt, epidot tworzący igielkowe promieniste agregaty, tzw. „jeże” o rozmiarach do 10 cm czy kalcyt. Łatwo można natrafić na zeolity (brunatny lub miodowy stilbit czy brunatnoczerwony chabazyt), rzadziej zaś spotykane są beryl, granaty (spessartyn – almandyn), turmalin, molibdenit itd. (Janeczek 1985).

W blokach granitowych wykorzystywanych do robót hydrotechnicznych w Ustce często natrafiamy na gniazda i druzy pegmatytowe o rozmiarach do ok. 30 cm. Można w nich zazwyczaj zidentyfikować 2-3-centymetrowe skalenie o prawidłowych formach krystalicznych, kilkucentymetrowe kwarcie, koncentracje intensywnie

zielonego epidotu oraz stilbitu i chabazytu oraz drobne ziarna pirytu o charakterystycznej barwie i wysokim połysku. Te stosunkowo niewielkie, ale doskonale wykształcone ziarna mineralne mogą pomóc w przybliżeniu geoturystom lub młodzieży zagadnień dotyczących wielokryształicznej struktury pegmatytów (jako ciekawostkę można podać, że w pegmatytach występujących w różnych częściach świata, natrafia się na kryształy o wielometrowej długości i masie sięgającej dziesiątków ton) albo ich mineralogicznego bogactwa z szeregiem złóż takich rzadkich surowców, jak kamienie szlachetne, rudy tantalu, niobu czy uranu. Wyraźnie dostrzega się też charakterystyczne pegmatytowe struktury pismowe i granofirowe.



Ryc. 10. A – gniazdo pegmatytu (skalenie, kwarc, stilbit) z drużą (w niej – kapsel pozostawiony przez nie-geoturystę), B – zbliżenie doskonale wykształconych kryształów skalenia; bloki skalne w umocnieniu falochronu

Fig. 10. A – a pegmatite nest (feldspars, quartz, stilbite) with druse (cap left by a non-geotourist inside), B – a closeup image of perfectly formed feldspars; a rock blocks in pier strengthening

Inne skały żyłowe, jakie rozpoznajemy w granicie strzegomskim, to np. jasne, drobnokrystaliczne aplity, ciemne lamprofiry oraz żyłowe wystąpienia zbitego mlecznego lub drobnokrystalicznego i automorficznego kwarcu (niejednokrotnie w postaci widocznych na powierzchniach skalnych bloków szczotek krystalicznych o powierzchni nawet 1-2 m²).

Świadectwem ostatniego etapu tektonicznej ewolucji masywu granitowego są zespoły spękań, uskoków, a czasem wręcz szerokie strefy uskokowe. Powstały one jako rezultat sztywnej reakcji skał na pojawiające się w górotworze naprężenia. Strefy takie zaznaczają się jako roje spękań albo cienkich żyłek o różnych barwach (ryc. 11). W ich sąsiedztwie porfirokryształy skaleni wykazują niekiedy różowawe zabarwienie, stanowiące efekt wtórnych zmian wywołanych krążeniem gorących roztworów wodnych.

Często dostrzega się różnej szerokości strefy lub całe bloki skalne o intensywnym rdzawo-brązowym zabarwieniu, będącym rezultatem chemicznego wietrzenia skały (ryc. 11).

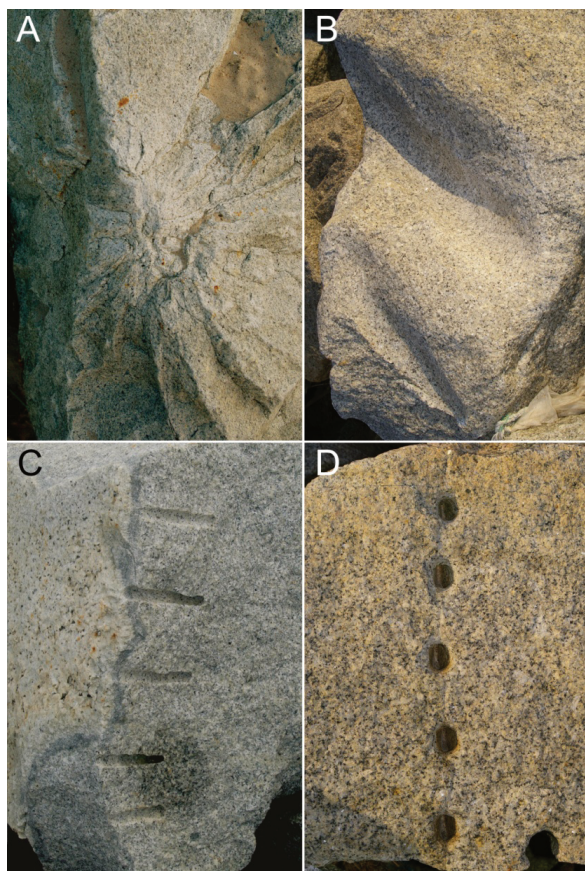


Ryc. 11. Duży blok granitu strzegomskiego na falochronie – widoczna żyła kwarcu, liczne spękania i strefy żazelazienia

Fig. 11. Large block of Strzegom granite on the pier – a quartz vein, numerous fissures and ferruginization zones are well visible

8. Elementy górniczych technik eksploatacji

W niektórych z granitowych bloków zgromadzonych wzdłuż usteckiego falochronu i promenady (ryc. 1 – „VIII”) daje się zauważyć zaskakująco szeroki wachlarz pozostałości stosowanych technik eksploatacji i wstępnej obróbki kamienia. Można wśród nich wskazać specyficzne promieniste struktury charakteryzujące się jaśniejszym zabarwieniem i rozsypliwością skały w części środkowej (ryc. 12A). Są to ślady detonacji materiałów wybuchowych w otworze strzałowym, który znajdował się w bezpośredniej bliskości, ale oczywiście nie zachował się (choć w innych blokach widzi się niekiedy ich idealnie okrągłe formy). Rzadko daje się zauważyć obłe, wklęsłe struktury o rozmiarach rzędu 1 metra (ryc. 12B), będące rezultatem stosowania odmiennej metody urabiania granitu – tzw. palnikowania, czyli cięcia skały za pomocą palników termicznych. Jest to technika już zarzucana ze względów środowiskowych i z powodu jej wyjątkowej uciążliwości dla osób mieszkających w sąsiedztwie kamieniołomu (bardzo wysokiej emisji hałasu) (por. Zagożdżon 2014b).



Ryc. 12. Pozostałości po stosowaniu technik górniczych przy eksploatacji granitu: ślad po detonacji materiału wybuchowego w otworze strzałowym (A), pozostałości cięcia skały za pomocą palników termicznych (B) oraz ślady perforacji za pomocą zespołu otworów wiertniczych (C) i młotów pneumatycznych (D)

Fig. 12. Remains after use of mining techniques during exploitation of granite: point of detonation in blasting hole (A), traces after cutting the rock with use of thermal burners (B) and perforation by row of drillings (C) and pneumatic hammer (D)

Odspojone od calizny bloki granitu (o masie sięgającej niekiedy 200 ton) muszą zostać podzielone, by można było je przetransportować do zakładu przerobczego. Ślady takich zabiegów technicznych są doskonale widoczne w blokach granitoidowych wykorzystanych w Ustce. Obróbka materiału skalnego polega na tzw. perforacji, czyli drażeniu szeregów krótkich otworów, z wykorzystaniem różnych metod. Otwory te można wykonywać za pomocą urządzeń wiertących, a następnie naprężyć skałę, stosując tzw. rozpieraki hydrauliczne lub materiały pęczniące, zabijając odpowiednie kliny albo wykorzystując specjalistyczne materiały wybuchowe – tzw. lont detonujący. Perforację można też prowadzić inaczej, pogłębiając stopniowo szereg otworów za pomocą młota pneumatycznego (ryc. 12C, D).

Podsumowanie

Charakteryzowany odcinek wybrzeża pomiędzy Ustką a Orzechowem można uznać za względnie krótki, ale doskonale dostępny i licznie odwiedzany. Pod względem geoturystycznym jest on ciekawie zróżnicowany i umożliwia przedstawianie zarówno zagadnień czysto geologicznych, jak też interesujących interakcji pomiędzy składnikami przyrody nieożywionej i ożywionej, a także pomiędzy środowiskiem naturalnym a działalnością człowieka.

Poza zagadnieniami typowymi dla brzegu polskiego morza zwracają tu uwagę takie ciekawostki, jak znaczne koncentracje minerałów ciężkich w piasku plażowym, stałe wypływy wód spod klifu czy duża koncentracja kamienia użytego do budowli hydrotechnicznych – w tym przypadku granitu z szeregiem interesujących zjawisk. W wielu przypadkach możliwe jest tu przedstawianie ciekawych odniesień do struktur morfologicznych i geologicznych na świecie, np. górskich rzek roztokowych czy złóż złota albo diamentów.

Tak znaczne nagromadzenie ciekawostek geoturystycznych skłania do uznania Ustki i jej okolic za obszar wyjątkowo znaczący pod tym względem i jego promocji jako „strefy przyjaznej geoturystom”.

Literatura

- Bednarczyk W., 1972, *Prekambr i kambr wyniesienia Łeby (NW Polska)*, Acta Geologica Polonica, 22, 4, s. 685-710
- Dullek Ł.E., Olszak I.J., 2013, *Litologia osadów eolicznych pomiędzy Orzechowem a Ustką*, Geologia i Geomorfologia, 10, s. 51-65
- Dziedzic W., Florek E., Konarski P., 1994, *Zmiana linii brzegowej na odcinku Ustka–Rowy w świetle map dawnych i współczesnych materiałów geodezyjnych*. W: 2. Konferencja „Geologia i geomorfologia Pobrzeża i południowego Bałtyku”, Słupsk, s. 73-76
- Florek W., Bereza K., Pasamonik I., 2015, *Próba oceny tempa abrazji nadbrzeża Zatoki Usteckiej w latach 2000-2006*, Słupskie Prace Geograficzne 12, s. 21-31
- Florek W., Kaczmarzyk J., Majewski M., Olszak I.J., 2008, *Zmiany rzeźby klifu w rejonie Ustki jako efekt warunków litologicznych oraz procesów ekstremalnych i przeciętnych*, Landform Analysis, 7, s. 53-68
- 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 Pobrzeża i południowego Bałtyku”, Słupsk, s. 73-76
- Florek W., Pasamonik I., Schiefelbein L., 2016, *Osady i formy eoliczne nad Zatoką Ustecką*. W: Święchowicz J., Michno A., *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej. Monografia dedykowana dr hab. Bogdanie Izmailow w 44. rocznicę pracy naukowej*, Kraków
- Janeczek J., 1985, *Typomorficzne minerały pegmatytów masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka*, Geologia Sudetica, 20, 2.
- Kozioł W., Ciepliński A., Goleniewska J., Machniak Ł., 2011, *Eksploracja kruszyw z obszarów morskich w Polsce i Unii Europejskiej*, Górnictwo i Geoinżynieria, 35, 4/1, s. 215-231
- Krzemińska E., Krzemiński L., Petecki Z., Wiszniewska J., Salwa S., Żaba J., 2016, *Mapa geologiczna polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego w kontekście nowych korelacji transbałtyckich*, W: *Wyzwania polskiej geologii. 3. Polski Kongres Geologiczny*, red. J. Wojewoda, Wrocław, s. 189-191

- Kurowski L., 2000, *Formy eoliczne w utworach plażowych na przykładzie wybrzeża Bałtyku między Mrzeżynem a Dźwirzynem*, Przegląd Geologiczny, 48, 10, s. 917-923
- Kurowski L., 2002, *Formy osadu w strefie zmywu i najpłytszego przybrzeża na przykładzie wybrzeża Bałtyku między Mrzeżynem a Dźwirzynem*, Przegląd Geologiczny, 50, 5, s. 458-464.
- Marsz A., Tobolski K., 1993, *Osady późnoglacialne i holocenijskie w kłifie między Ustką a ujściem Potoku Orzechowskiego*. W: *Geologia i geomorfologia środkowego Pobrzeża i południowego Bałtyku 1*, red. W. Florek, Słupsk, s. 201-250
- Masłowska M., Przędziecki P., 2009, *Kamienie polskich plaż*, Gdańsk.
- Mączka L., Racinowski R., 1969, *Formy występowania skupień mineralów ciężkich na plażach Pomorza Zachodniego*, Kwartalnik Geologiczny 13, 1, s. 221-232
- Migoń P., 2012, *Geoturystyka*, Warszawa
- Olszak I.J., Florek W., Mystkowska A., 2012, *Stratygrafia i litologia osadów czwartorzędowych we wschodniej części klifu orzechowskiego i ich implikacje paleogeograficzne*, Geologia i Geomorfologia, 9, s. 45-56
- Olszak I.J., Florek W., Seul C., Majewski M., 2008, *Stratygrafia i litologia mineralnych osadów występujących w kłifach środkowej części polskiego wybrzeża Bałtyku*, Landform Analysis, 7, s. 113-118
- Płochniewski Z., 1986, *Wody mineralne rejonu Ustki*, Przegląd Geologiczny, 34, 8, s. 449-453.
- Puziewicz J., 1990, *Masyw granitowy Strzegom-Sobótka. Aktualny stan badań*, Archiwum Mineralogiczne 45, s. 135-154
- Racinowski R., 1965, *Litologia i dynamika tworzenia się osadów piaszczystych strefy brzegowej w Darłównu i Ustce*, Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 35, 1, s. 77-95
- Rudowski S., 1962, *Mikroformy strefy brzegowej Bałtyku w Polsce*, Acta Geologica Polonica, 12, 4, s. 541-579
- Rudowski S., Wróblewski R., 2012, *Potrzeba wzbogacenia toponomastyki brzegu i dna na przykładzie Zatoki Usteckiej*, Geologia i Geomorfologia, 9, s. 57-59
- Słomka T., Kicińska-Świdarska A., 2004, *Geoturystyka – podstawowe pojęcia*, Geoturystyka, 1, s. 5-7
- Szufflicki M., Malon A., Tymiński M. (red.), 2016, *Bilans zasobów złóż kopalin w Polsce wg stanu na 31 XII 2015 r.*, Warszawa, <https://www.pgi.gov.pl/dokumenty-przegladarka/publikacje-2/bilans-zasobow/3845-bilans-zasobow-2015/file.html> z dnia 2.02.2018
- Turniak K., Halas S., Wójtowicz A., 2007, *New K-Ar cooling ages of granitoids from the Strzegom Sobótka Massif, SW Poland*, Geochronometria, 27, s. 5-9
- Zagożdżon P.P., 2014a, *Geoturystyka w Ustce – urlopowe reminiscencje (część I)*, Pryzmat. Wiadomości PWr, <http://www.pryzmat.pwr.edu.pl/wiadomosci/904> z dnia: 8.07.2014
- Zagożdżon P.P., 2014b, *Geoturystyka w Ustce – urlopowe reminiscencje (część II)*, Pryzmat. Wiadomości PWr, <http://www.pryzmat.pwr.edu.pl/wiadomosci/894> z dnia 25.07.2014
- Zagożdżon P.P., Zagożdżon K.D., 2016, *Wybrane aspekty geoturystyki w Polsce – obiekty podziemne i geoturystyka miejska*, Przegląd Geologiczny, 64, 9, s. 739-750

<https://www.google.pl/maps>, portal Mapy Google, dostęp: marzec 2017.

<http://mapy.geoportal.gov.pl>, witryna internetowa projektu Geoportal, dostęp: marzec 2017.

Summary

The article presents a number of geological and mining issues that may be a geotouristic offer, prepared on the basis of phenomena and structures visible on the sea shore between Ustka and Orzechów (middle part of Polish part of Baltic sea coast). These are:

- selected processes of erosion, transportation and sedimentation in aeolian, shallow-sea and alluvial environments,
- formation of alluvial and aeolian placer deposits,
- landslides,
- profile of Quaternary sediments in cliff outcrops, and also
- elements of tectono-magmatic evolution of granitoid massif,
- preserved relics of mining technology and stone processing technology used in the quarries.

Special attractions may be the observation of real-time processes and some phenomena in miniature.