



Elżbieta Kobjek

# **Procesy geodynamiczne w przestrzeni zurbanizowanej**

Uwarunkowania – zagrożenia – zapobieganie



# **Procesy geodynamiczne w przestrzeni zurbanizowanej**

Uwarunkowania – zagrożenia – zapobieganie



WYDAWNICTWO  
UNIWERSYTETU  
ŁÓDZKIEGO

Elżbieta Kobojek

# **Procesy geodynamiczne w przestrzeni zurbanizowanej**

Uwarunkowania – zagrożenia – zapobieganie

 **WYDAWNICTWO  
UNIwersytetu  
ŁÓDZKIEGO**

Łódź 2019

Elżbieta Kobołek – Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych  
Instytut Zagospodarowania Środowiska i Polityki Przestrzennej  
Zakład Fizjografii i Planowania Przestrzennego, 90-142 Łódź, ul. Kopcińskiego31

RECENZENT

*Zbigniew Podgórski*

REDAKTOR INICJUJĄCY

*Beata Koźniewska*

OPRACOWANIE REDAKCYJNE

*Zuzanna Hejniak*

SKŁAD I ŁAMANIE

*Munda – Maciej Torz*

KOREKTA TECHNICZNA

*Leonora Gralka*

PROJEKT OKŁADKI

*Katarzyna Turkowska*

Zdjęcie wykorzystane na okładce: © Depositphotos.com/milla74

© Copyright by Elżbieta Kobołek, Łódź 2019

© Copyright for this edition by Uniwersytet Łódzki, Łódź 2019

Wydane przez Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego

Wydanie I. W.09291.19.0.M

Ark. wyd. 16,5; ark. druk. 16,875

ISBN 978-83-8142-684-8

e-ISBN 978-83-8142-685-5

<https://doi.org/10.18778/8142-684-8>

Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego

90-131 Łódź, ul. Lindleya 8

[www.wydawnictwo.uni.lodz.pl](http://www.wydawnictwo.uni.lodz.pl)

e-mail: [ksiegarnia@uni.lodz.pl](mailto:ksiegarnia@uni.lodz.pl)

tel. (42) 665 58 63

# SPIS TREŚCI

<b>1. Wprowadzenie</b> .....	9
<b>2. Trzęsienia ziemi i tsunami</b> .....	15
2.1. Przebieg trzęsienia ziemi .....	15
2.2. Skale trzęsienia ziemi .....	19
2.3. Geneza trzęsienia ziemi i główne obszary sejsmiczne .....	22
2.4. Wstrząsy wywołane działalnością człowieka .....	25
2.5. Skutki trzęsienia ziemi i straty w obszarach zurbanizowanych ..	26
2.6. Przewidywanie trzęsień ziemi i próba ograniczenia zniszczeń ..	31
2.6.1. Zwiastuny trzęsień ziemi .....	33
2.6.2. Działania wpływające na ograniczenie strat .....	34
2.7. Przyczyny i skutki tsunami .....	38
<b>3. Procesy wulkaniczne</b> .....	45
3.1. Przebieg procesów wulkanicznych .....	46
3.2. Geneza i występowanie wulkanów .....	49
3.3. Główne rodzaje zagrożenia wulkanicznego dla obszarów zurba- nizowanych .....	50
3.3.1. Spływy piroklastyczne i lahary .....	53
3.3.2. Spływ lawy .....	59
3.4. Przewidywanie erupcji i próby ograniczenia ich negatywnych skutków .....	61
3.4.1. Zabezpieczenia przed niszczącymi laharami .....	64
3.4.2. Antropogeniczne oddziaływanie na potok lawy .....	66
3.4.3. Edukacja społeczeństwa na temat zagrożenia .....	67
<b>4. Procesy na wybrzeżu morskim</b> .....	69
4.1. Dynamika wód morskich kształtujących wybrzeże .....	72
4.2. Wybrzeża płaskie .....	75
4.2.1. Naturalne procesy kształtujące plaże .....	76
4.2.2. Plaża i pas wydmy w mieście .....	78
4.2.3. Wyspy barierowe i formy pokrewne .....	82
4.2.4. Zagospodarowanie wysp barierowych .....	85
4.3. Wybrzeża wysokie .....	91
4.3.1. Rozwój klifu w warunkach naturalnych .....	91

4.3.2. Miasta na wybrzeżu klifowym .....	94
4.4. Sposoby ochrony wybrzeża i ich skutki .....	101
<b>5. Procesy krasowe i inne przyczyny osiadania terenu .....</b>	<b>109</b>
5.1. Procesy krasowe .....	110
5.1.1. Istota procesów krasowych i główne formy mające wpływ na działalność człowieka .....	110
5.1.2. Wpływ działalności człowieka na przebieg procesów krasowych oraz osiadanie i zapadanie się terenów .....	116
5.1.3. Możliwości ograniczenia strat spowodowanych osiadaniem i zapadaniem się powierzchni na obszarach krasowych .....	125
5.2. Osiadanie terenu jako skutek poboru wód podziemnych w obszarach pozakrasowych.....	128
5.3. Zapadanie i osiadanie terenów w zasięgu podziemnych kopalni	133
<b>6. Procesy fluwialne .....</b>	<b>137</b>
6.1. Elementy doliny rzecznej i istota procesów fluwialnych .....	138
6.2. Historia wykorzystania rzeki i doliny w mieście .....	143
6.3. Przekształcenia rzek i zlewni w miastach oraz ich wpływ na procesy fluwialne .....	146
6.4. Duże rzeki i ich doliny w miastach .....	155
6.5. Mała rzeka w mieście .....	160
6.6. Powódź miejska .....	164
6.7. Rewitalizacja rzek w mieście .....	166
<b>7. Ruchy masowe i splukiwanie .....</b>	<b>173</b>
7.1. Mechanizmy fizyczne ruchów masowych .....	174
7.2. Rodzaje i przebieg ruchów masowych .....	176
7.3. Osuwiska w obszarach zurbanizowanych i ich skutki .....	184
7.4. Monitoring i ochrona obszarów zagrożonych osuwiskami.....	195
7.5. Splukiwanie w obszarach miejskich .....	201
<b>8. Wietrzenie skał i kamieni budowlanych .....</b>	<b>207</b>
8.1. Mechanizmy wietrzenia skał.....	207
8.2. Destrukcyjna rola wietrzenia w budownictwie .....	212
8.2.1. Skutki wietrzenia mrozowego .....	213
8.2.2. Wpływ wysokich temperatur .....	218
8.2.3. Skutki wietrzenia solnego .....	219
8.2.4. Wpływ procesów biologicznych na kamień budowlany ..	224
8.3. Rola zanieczyszczenia powietrza w przyśpieszeniu procesów wietrzeniowych .....	226

Spis treści	7
8.4. Tempo wietrzenia kamieni budowlanych .....	229
8.5. Wpływ wietrzenia na zmniejszenie nośności podłoża budowlanego .....	232
<b>9. Podsumowanie</b> .....	237
Spis ilustracji i tabel .....	245
Literatura .....	253





# 1. WPROWADZENIE

Obecnie w miastach mieszka już 54% ludności świata, podczas gdy w 1950 r. było to tylko 30%. Zgodnie z prognozami w 2050 r. aż 66% ludności będą stanowili mieszkańcy miast (*Revision of The World Urbanization Prospects 2014*). Tak duży wzrost wartości wskaźnika urbanizacji łączy się ze zwiększaniem przestrzeni zurbanizowanych i zajmowaniem pod zabudowę nowych terenów. Proces ten będzie ogromnym wyzwaniem dla zarządzających miastami w kwestiach społecznych i technicznych np. transportu, ale także przyczyną konfliktów na płaszczyźnie zabudowa – środowisko przyrodnicze. Przewodnymi elementami przestrzeni zurbanizowanych są struktury wprowadzone przez człowieka, np. zwarta zabudowa i duży udział terenów zakrytych. W wielu miejscach intensywność dokonywanych zmian jest tak duża, że sprawia wrażenie uniezależnienia się od środowiska przyrodniczego. Z analizy dokumentów planistycznych wynika, że elementy przyrodnicze są bardzo ważne w strukturze miasta, ale powinny być stabilne – niezmiennie. Jednak cechą charakterystyczną przyrody jest zmienność, czasem nawet bardzo gwałtowna. W zarządzaniu współczesnym miastem podkreślane są także odniesienia do idei ekorozwoju i rozwoju zrównoważonego, to znaczy w zgodzie ze środowiskiem przyrodniczym (Markowski 2008; Rogall 2010). Dotyczy to jednak głównie jakości powietrza, dostępności terenów zieleni i „błękitnej wstęgi”, czyli rzeki (por. Lewińska 2000; Burchard-Dziubińska i Rzeńca 2010; Kosmala 2011; Nyka 2013).

W początkowym okresie powstawania miast warunki geomorfologiczne należały do najważniejszych elementów decydujących o ich lokalizacji i rozwoju przestrzennym. Doceniano szczególnie znaczenie rzeźby terenu, obecności wód i dobrych warunków klimatycznych (Tołwiński 1948; Czarnecki 1964; Kulesza 2001). Małe miasta były doskonale dostosowane do lokalnych warunków przyrodniczych, a procesy geomorfologiczne zazwyczaj im nie zagrażały. Przestrzeń otoczona murami miejskimi była zakresłana odpowiednio do planowanej wielkości miasta, np. w średniowieczu przewidywano, że w mieście będzie mieszkało kilkanaście-kilkadziesiąt tysięcy osób. Dopiero w końcu XVIII w. miasta wykroczyły poza swoje mury, ale do końca XIX w. zajmowały jeszcze małe powierzchnie (Tołwiński 1948). W XX w. zachodziły już intensywne zmiany w przestrzeni miejskiej, które szczególnie nasiliły się w latach 90. (Ślodyczek 2012). Rozwój przestrzenny spowodował zajmowanie coraz to nowych terenów przyrodniczych, wcześniej nieprzewidzianych do zabudowy. Rozwinęło się budownictwo zarówno mieszkaniowe, logistyczne, jak i biznesowe. Kierując się minimalizacją

wysiłku, człowiek zagospodarowuje chętniej tereny łatwiejsze do zabudowy, tańsze inwestycyjnie i obiecujące wyższe profity. Z tego względu cechą charakterystyczną dużych i szybko rozwijających się miast jest koncentracja w nich funkcji rozwojowych przy jednocześnie postępującej dekoncentracji zagospodarowania. W ten sposób powstają rozległe obszary zurbanizowane. W licznych krajach udział terenów zabudowanych wzrasta nieproporcjonalnie do przyrostów ludnościowych, zmniejszając powierzchnie obszarów aktywnych przyrodniczo (Chmielewski 2012). Obszary zurbanizowane zajmują ogromną część przestrzeni, ingerując na dużą skalę w środowisko przyrodnicze. Dodatkowo w niektórych przypadkach rozwój przestrzenny miast powoduje włączenie w ich obręb terenów z aktywnymi procesami geodynamicznymi, np. laharami, powodziami, osuwiskami. Silnym przekształceniem funkcjonalnym podlegają obszary, których zagospodarowanie nigdy wcześniej nie było brane pod uwagę, o czym decydowały głównie czynniki przyrodnicze, np. obecność osadów ilastych lub torfowych w podłożu, niestabilnych wysokich stoków (Kobojek 2013). Dawniej obszary takie uważano za niebudowlane. Czasem zainteresowanie tanimi gruntami pod zabudowę jest tak duże, że nawet plany miejscowe dopuszczają sytuowanie zabudowy na obszarach zagrożonych występowaniem procesów geodynamicznych. Zagospodarowanie tych terenów rodzi liczne konflikty i jest przyczyną dużych strat gospodarczych. Dlatego wyznaczane są strefy zagrożeń i podejmowane próby ochrony.

Powierzchnia Ziemi jest środowiskiem dynamicznym poddanym wpływom różnorodnych procesów geomorfologicznych, z których jedne zależą bardziej od uwarunkowań geologicznych, a inne od klimatycznych (Easterbrook 1993; Allen 2000; Burbank i Anderson 2001; Migoń 2006). Niektóre z nich mają gwałtowny przebieg, np. powódzie, a inne, jak wietrzenie, są tak powolne, że niedostrzegalne w skali ludzkiego życia. Procesami geomorfologicznymi rządzą prawa przyrody, a człowiek nie jest w stanie ich zmienić ani ustanowić nowych, ale swoją działalnością może wpłynąć na intensywność niektórych z tych procesów, np. przyspieszyć obieg wody i tempo erozji wodnej albo ograniczyć zasięg i tempo wystąpienia małego osuwiska. Ponieważ wszystkie procesy geodynamiczne w obszarach zurbanizowanych rozpatrywane są w kategorii zagrożenia, człowiek szczególnie intensywnie próbuje ograniczyć ich zasięg, zmienić tempo i charakter oddziaływania. Czasem wydaje się, że to antropogeniczne środowisko jest niezależne od dynamicznych procesów przyrodniczych. Jednak intensywny rozwój miast w ostatnich kilkudziesięciu latach – przy małym zainteresowaniu lub nawet pomijaniu warunków przyrodniczych – doprowadził w wielu z nich do dużych strat.

W dobie globalizacji dominuje tendencja do ujednolicania nie tylko form zarządzania, ale także zagospodarowania różnorodnych terenu. Takie ujednolicenia nie są jednak dobre czy pożądane w przypadku przebiegu i skutków niektórych procesów geodynamicznych. Nawet w skali kontynentów nieco inne procesy są przyczyną zagrożeń i dużych strat. W Europie, Ameryce i Australii

najwięcej strat w XX w. przyniosły nagle zjawiska pogodowe, np. burze, trąby powietrzne czy tornada; następnie procesy geodynamiczne, czyli trzęsienia ziemi i powodzie (tab. 1.1). W Azji i Afryce dominowały straty spowodowane przez powodzie (w Afryce aż 54%) i nagle zjawiska atmosferyczne. Dodatkowo w Azji aż 17% strat łącznie jest z oddziaływaniem tsunami. Nie zawsze przyczyny nieszczęść wskazywane jako przeważające dla rozległych obszarów na poszczególnych kontynentach są dominujące w przestrzeniach zurbanizowanych. W miastach dodatkowym problemem jest np. osiadanie gruntów. Ważne są lokalne uwarunkowania przyrodnicze, które czasem wręcz determinują sposoby użytkowania i zagospodarowania terenów. Szczególnie dobrze uwidaczniają się te różnice w przypadku użytkowania dolin rzecznych w różnych strefach klimatycznych, wykorzystania brzegów morskich w zależności od ich budowy geologicznej, jeszcze inne trudności wynikają z zabudowy obszarów krasowych.

Tabela 1.1. Przyczyny nieszczęść i strat na świecie w latach 1900–1999

Przyczyny	Kontynent (udział w procentach)				
	Europa	Azja	Ameryka	Afryka	Australia i Oceania
Trzęsienia ziemi	30	14	16	16	17
Wybuchy wulkanów	3	3	3	2	3
Tsunami	–	17	–	–	–
Powodzie	27	35	30	54	27
Osuwiska	4	6	8	3	3
Nagle zjawiska atmosferyczne, np. burze, tornada	36	25	43	25	49

Źródło: na podstawie Alcántara-Ayala 2002.

Zagadnienia środowiska przyrodniczego w planowaniu przestrzennym obszarów zurbanizowanych dotyczą dwóch podstawowych grup. Pierwsza to ochrona systemów przyrodniczych miast, w tym różnorodności biologicznej i cennych ekosystemów, zasobów wodnych i stabilności warunków hydrologicznych oraz warunków bioklimatycznych. Druga grupa obejmuje zagadnienia minimalizacji różnego rodzaju zagrożeń związanych z procesami geomorfologicznymi. Zagadnienia z tej drugiej grupy wymagają bardzo dobrego poznania lokalnych uwarunkowań przyrodniczych. Znajomość praw rządzących naturalnymi procesami geomorfologicznymi na Ziemi jest potrzebna nie tylko do zrozumienia funkcjonowania środowiska, ale także do wyznaczania kierunków racjonalnego, zrównoważonego zagospodarowania. Źle zdiagnozowane procesy geodynamiczne w obszarach zurbanizowanych mogą być przyczyną konfliktów przestrzennych,

a przede wszystkim poważnych strat i kosztów związanych z usuwaniem negatywnych skutków tych procesów, a czasem odbudowy zniszczonej infrastruktury. Ważne jest dostosowanie sposobu i intensywności zagospodarowania terenu do jego naturalnych predyspozycji, walorów i odporności. Konieczne są przemyślane rozwiązania planistyczne dla obszarów potencjalnego zagrożenia procesem geodynamicznym.

Wiele procesów geodynamicznych zależy od wielkości opadów deszczu, a większość scenariuszy globalnych zmian klimatu zakłada do 2100 r. wzrost średniej rocznej temperatury powietrza o 1–3,5°C w umiarkowanej strefie klimatycznej (Wibig 2012). Zmianom tym ma towarzyszyć wzrost częstotliwości i intensywności opadów ulewnych, susz i powodzi. W związku z tym przewiduje się wzrost efektywności procesów o charakterze sekularnym. W wielu obszarach, np. na stokach wulkanów zbudowanych z popiołów, terenach ze skał krasowięjących, wysokich stokach zbudowanych z podatnego materiału, przewidywany jest wzrost natężenia procesów geodynamicznych. Skutki tych procesów powinny być uwzględniane w planach zagospodarowania przestrzennego (Thompson i Perry 1997).

Celem opracowania jest analiza wybranych procesów geodynamicznych i ich wpływu na funkcjonowanie obszarów zurbanizowanych. Niektóre z nich są zupełnie niezależne od działalności i woli człowieka, a inne zostały całkowicie przekształcone w przestrzeni miejskiej – zmieniły swoją naturę lub tempo. Nie spodziewane trzęsienie ziemi lub erupcja wulkaniczna wyzwalają energię potężniejszą, niż może wytworzyć człowiek. Sporadyczne katastrofalne trzęsienia ziemi wzbudzają duże zainteresowanie, ponieważ zwykle są przyczyną wielu ofiar i strat materialnych. W obszarach wulkanicznych zagrożenie związane jest ze sływem lawy i popiołów. Dla miast na wybrzeżu niebezpieczne są sztormy, tsunami, abrazja i podnoszenie się poziomu morza. Duże znaczenie ma osiadanie gruntów w obszarach zurbanizowanych związane z rozpuszczaniem wapieni oraz nadmiernym poborem wód podziemnych. Większość miast powstała nad rzekami, dlatego skala przekształceń procesów fluwialnych jest ogromna. Jedną z coraz ważniejszych kategorii zagrożenia są ruchy masowe, takie jak sływy i osuwiska. Występują też procesy powolne z natury, o długim czasie oddziaływania, ale szeroko rozpowszechnione, np. wietrzenie kamienia budowlanego. Zwrócono uwagę na geologiczną skalę przebiegu procesów geodynamicznych (także prognozowania tych procesów) w zestawieniu z ludzką skalą planowania i odczuwania zagrożenia. W rozwoju i krajobrazie miasta doceniane są stabilne elementy geomorfologiczne np. sylwetka dostojnego wulkanu przyczynia się do rozwoju turystyki, a rzeka traktowana jest jako woda potrzebna do rekreacji w mieście, ale podejmowane są prace mające na celu eliminowanie z natury dynamicznych procesów geomorfologicznych.

W przypadku każdego procesu geodynamicznego starano się przedstawić jego naturalne uwarunkowania i mechanizmy, obszary największego zagrożenia,

skalę modyfikacji spowodowanych przez człowieka, przebieg procesu w przestrzeni zurbanizowanej i jego skutki, sposoby zapobiegania lub ograniczania negatywnych skutków.

Praca została przygotowana na podstawie materiałów zgromadzonych przez ponad dziesięć lat badań i obserwacji środowiska przyrodniczego oraz przebiegu procesów geodynamicznych w miastach w różnych częściach świata. Przeanalizowano położenie topograficzne, geologiczne i przebieg procesów geomorfologicznych dla 130 miast położonych w Europie, Ameryce Północnej i Południowej, Azji i północnej Afryce. Analizowano pozycje literatury dotyczące badanego problemu oraz dokumenty planistyczne dla wybranych miast.



## 2. TRZĘSIENIA ZIEMI I TSUNAMI

Trzęsienia ziemi należą do najgroźniejszych naturalnych zjawisk geodynamicznych na Ziemi. Ich przebieg jest niezależny od woli człowieka, a gdy nawiedzają obszary gęsto zamieszkałe, skutki są szczególnie dramatyczne. Szacuje się, że około 403 mln ludzi żyje w miastach, w których występuje znaczące zagrożenie sejsmiczne (Achenbach 2010). Do miast takich należą niektóre bardzo duże metropolie np.: San Francisco, Los Angeles, Tokio, Sztambuł, Teheran, Meksyk, Caracas, New Delhi. W Azji na terenach z ryzykiem wystąpienia trzęsienia ziemi o sile 8 stopni w skali Richtera (na obszarze 100 km<sup>2</sup>) rozwinęło się 38 milionowych miast (Lisowski 1997). W strefach sejsmicznych położonych jest także bardzo wiele małych miast. Silne podwodne trzęsienia ziemi dodatkowo generują groźne tsunami, które powodują wyjątkowo duże straty na wybrzeżu. W latach 1994–2013 prawie pół miliona ludzi na całym świecie zmarło w wyniku trzęsień ziemi, ponad 118 mln zostało dotkniętych katastrofą, a 250 tys. zgonów było skutkiem tsunami (Giles 2017). Zagrożenie trzęsieniami ziemi jest ważnym elementem w planowaniu przestrzennym i powinno być brane pod uwagę przy wznoszeniu nowej zabudowy.

Coraz częściej działalność człowieka generuje drgania lub wstrząsy ziemi, ale ich skala jest nieporównywalnie mniejsza w stosunku do naturalnych trzęsień ziemi. Stwarzają one jednak duże zagrożenie, ponieważ występują najczęściej w obszarach zurbanizowanych położonych poza strefami sejsmicznymi.

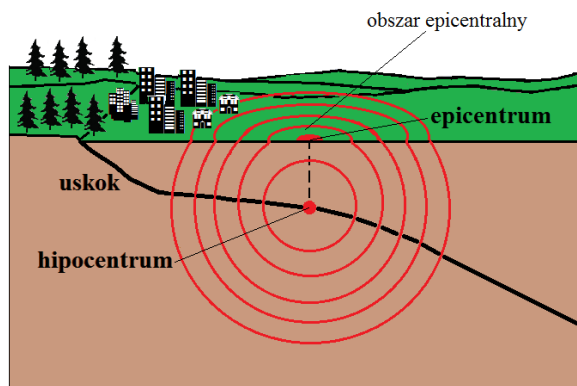
### 2.1. Przebieg trzęsienia ziemi

Trzęsienie ziemi jest efektem nagłego rozładowania naprężeń skumulowanych w litosferze, w wyniku czego wyzwala się ogromna ilość energii, która następnie rozchodzi się w postaci fal sejsmicznych koncentrycznie od ogniska trzęsienia i dociera także do powierzchni terenu. Ognisko trzęsienia ziemi (hipocentrum) jest miejscem przesunięcia skał na głębokości zwykle do kilkudziesięciu km. Punkt na powierzchni terenu, znajdujący się bezpośrednio nad ogniskiem, do którego fale docierają najwcześniej, nosi nazwę epicentrum (ryc. 2.1).

Fale sprężyste (podłużne i poprzeczne) docierające do powierzchni terenu objawiają się jako krótkie wstrząsy i dodatkowo wzbudzają trzeci rodzaj drgań zwanych falami powierzchniowymi, które rozchodzą się z epicentrum. Wyróżniane są dwa rodzaje tych fal: Rayleigha (wywołujące przemieszczenia



w płaszczyźnie prostopadłej do powierzchni terenu) i Love'a (powodujące przemieszczenia w płaszczyźnie równoległej do powierzchni terenu). Długość fal powierzchniowych dochodzi do 100 km, a amplituda wynosi ułamek milimetra, tylko przy bardzo silnych trzęsieniach kilka centymetrów (np. w 1897 r. w Assam aż 35 cm, a 1906 r. w Kalifornii 10 cm). Fale powierzchniowe wywołują najsilniejszy wstrząs i powodują największe szkody.



Ryc. 2.1. Elementy trzęsienia ziemi – położenie hipocentrum i epicentrum

Źródło: opracowanie własne.

Trzęsienie ziemi jest bardzo krótkie i trwa zazwyczaj nie dłużej niż kilka sekund, tylko sporadycznie może osiągnąć minutę lub więcej. Trzęsienie w San Francisco w 1906 r. trwało 40 sekund, a w Anchorage na Alasce w 1964 ponad 7 minut, z tego 3 minuty ze szczególną siłą (Bryant 2005). Zwykle najpierw ma miejsce wstrząs główny, a potem występują wstrząsy potomne, które są efektem przemieszczania się skał dopasowujących się do stanu nowej równowagi.

Trzęsienie nie występuje jednocześnie i z jednakową siłą na całym obszarze objętym wstrząsem. Zaczyna się od niewielkiego ośrodka kolistego lub wydłużonego, gdzie wstrząs jest najsilniejszy, a im dalej od niego, tym słabszy i późniejszy (ryc. 2.1, 2.2). Wydłużony zasięg stref objętych wstrząsem o takiej samej sile przedstawiony na ryc. 2.2 wynika z równoległego do brzegu oceanu układu struktur geologicznych w Chile. Jeżeli hipocentrum leży na uskoku, także obraz izosejst (linii łączących punkty uderzone z taką samą siłą) jest wydłużony. W epicentrum silne trzęsienie ziemi wywołuje największą katastrofę, ponieważ domy wskutek uderzenia od dołu są podrzucane w górę, a przy spadaniu rozsypują się w gruzy. W zależności od trzęsienia ziemi obszar epicentralny (rozciągający się wokół epicentrum) może mieć różną powierzchnię. W zasięgu tego obszaru trzęsienie ziemi jest najsilniej odczuwalne i powoduje największe skutki morfologiczne oraz straty materialne i społeczne.



Ryc. 2.2. Zasięg wstrząsów i drgań podczas trzęsienia ziemi, przykład z Chile 2010

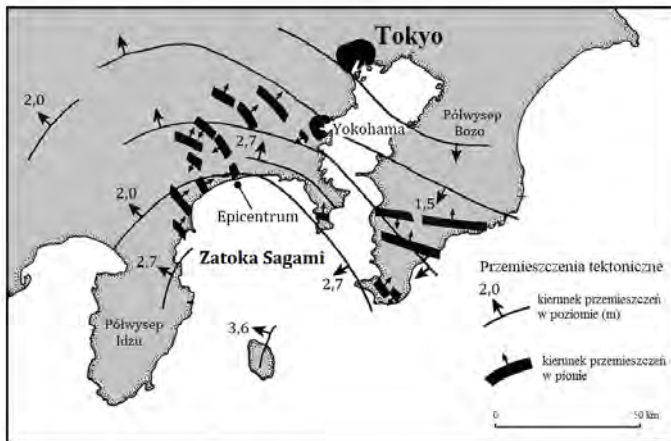
Źródło: na podstawie *BBC News* 2010.

Zasięg i skutki trzęsienia ziemi zależą od głębokości, na jakiej wystąpiło. Jeżeli było płytkie i silne, to szkody powierzchniowe mogą być większe. Ogniska większości trzęsień ziemi występują na głębokości do 60 km. Przykładowe głębokości ogniska trzęsień ziemi, które spowodowały wyjątkowo duże straty, wynosiły: 2–3 km w Agadirze w 1960 r. (zniszczone miasto), 10 km w Mesynie w 1908 r., 13 km w Turcji w 1939 r. (trzęsienie ziemi było przyczyną zniszczeń w wielu miastach), 18 km w Kalifornii w 1906 r., 35–40 km w Japonii w 1923 r. (Książkiewicz 1972). W Europie ogniska położone są zwykle na głębokości 20–30 km (Radlicz-Rühlowa i Wiśniewska-Zelichowska 1988). Jedynie w Japonii część ognisk zalega głębiej, od 200 do 700 km, ale to jest dość często spotykane zjawisko wokół Oceanu Spokojnego.

Szkody na powierzchni są uzależnione także od budowy geologicznej obszaru. Im skała jest bardziej zwięzła i elastyczna, tym słabiej jest wstrząsana. Dlatego starsze skały reagują słabiej na wstrząsy niż młodsze. Szczególnie silne oddziaływanie drgań jest tam, gdzie zwarty materiał w podłożu przykrywa cienka warstwa luźnych osadów. Drgania rozchodzą się dobrze wzdłuż uskoków lub biegu

warstw, znacznie trudniej w kierunku poprzecznym do ułożenia warstw, a uskoki biegnące prostopadle do kierunku rozchodzenia się drgań mogą je zatrzymać.

Na powierzchni terenu trzęsienia ziemi są odbierane jako serie wstrząsów, drgań lub kołysanie powierzchni topograficznej. W zależności od siły trzęsienia podłoże może łagodnie falować (np. do 1 m) albo gwałtownie unosić się w górę lub w dół. Czasem może wystąpić poziome przesunięcie gruntu nawet o kilka metrów. Trzęsienia ziemi o znacznej intensywności mogą doprowadzić do niezwykle szybkich i znacznych przeobrażeń powierzchni topograficznej. Powstają wtedy liczne formy linijne o długości nawet do 10 km i wysokości od 0,5 do 10 m. Podczas wielkiego trzęsienia ziemi w 1755 r. w centrum Lizbony powstała szczelina o szerokości 5 metrów, a epicentrum położone było 200 km od miasta na Oceanie Atlantyckim (*Lisbon Earthquake 1755*). Z kolei w czasie wielkiego trzęsienia w Japonii w 1891 r. powstała wyjątkowo długa na 112 km szczelina, a teren zapadł się o 7 m przy jednoczesnym przesunięciu poziomym o 4 m (Książkiewicz 1972). Podczas kolejnego trzęsienia ziemi w Japonii w 1923 r. grunt przesunął się horyzontalnie do 4,5 m i obniżył do 2 m (ryc. 2.3). W czasie trzęsienia ziemi na Alasce w 1964 r. niektóre partie terenu podniosły się o 20 m, a inne obniżyły o kilka metrów (Bryant 2005). Wyjątkowo silne trzęsienie ziemi o magnitudzie 8,9–9,1 w 2011 r. w Japonii w prefekturze Tōhoku spowodowało nie tylko zmiany w topografii terenu, ale także przesunięcie wyspy Honsiu o 2,4 m na wschód (Chang 2011). Początkowo trzęsienie ziemi spowodowało obniżenie i zalanie wodami Pacyfiku części wybrzeża Honsiu nawet o jeden metr, ale po około trzech latach powolnego podnoszenia wybrzeże przekroczyło nawet pierwotną wysokość.



Ryc. 2.3. Rozkład uskoków i kierunku przemieszczeń gruntu podczas trzęsienia ziemi w regionie Kanto w Japonii 1 września 1923 r.

Źródło: na podstawie Holmes 1965.

Jednak większość lokalnych form sejsmotektonicznych (szczeliny) wyróżnia się małą trwałością i szybko wypełniane są osadami. Wstrząsy przyczyniają się także do powstania wielu innych groźnych procesów geomorfologicznych np.: obrywanie brzegów nadmorskich lub dolinnych, powstawanie osuwisk ziemi, lawin. Trzęsienia podmorskie wytwarzają także tsunami, które mogą osiągać duże wysokości i są bardzo groźne nawet wiele setek kilometrów od epicentrum.

## 2.2. Skale trzęsienia ziemi

Skala trzęsienia ziemi jest oceniana na dwa sposoby. Skala Richtera (wprowadzona w 1935 r.) określa energię wyzwoloną w ognisku trzęsienia na podstawie analizy sejsmografu w odległości 100 km od epicentrum (Książkiewicz 1972). Skala jest logarytmiczna i otwarta, a wzrost magnitudy (skala wielkości) o jeden stopień oznacza ponad trzydziestokrotny wzrost energii (Bryant 2005). Wśród zarejestrowanych w historii trzęsień ziemi najwyższe magnitudy osiągały wartości 8,6–8,7 Ms. Tylko pojedyncze historyczne trzęsienia przekroczyły wartości 9 w skali Richtera. Wstrząsy o najwyższych skalach wystąpiły wzdłuż zachodnich krawędzi Północnej i Południowej Ameryki, w Chinach i w Japonii. Trzęsienie w skali 6 powoduje zniszczenia budynków o słabej konstrukcji w promieniu 10 km od epicentrum. Trzęsienie ziemi o magnitudzie 7 często pociąga za sobą ofiary w ludziach i powoduje zniszczenia w promieniu do 100 km od epicentrum (Graniczny i Mizerski 2009). Wykaz trzęsień ziemi o dużej magnitudzie od 1900 r., które spowodowały wiele ofiar śmiertelnych zawiera tabela 2.1.

Tabela 2.1. Wykaz niektórych największych trzęsień ziemi w skali Richtera (skala Ms) z dużą liczbą ofiar w ostatnich 100 latach

Data trzęsienia ziemi	Lokalizacja	Magnituda Ms	Liczba ofiar śmiertelnych
16.08.1906	Valparaiso, Chile	8,6	20 000
18.04.1906	San Francisco, USA	8,3	3000
16.12.1920	Kansu, Chiny	8,6	200 000
01.09.1923	Tokio, Japonia	8,3	143 000
22.05.1927	Xining, Chiny	8,3	200 000
03.03.1933	Rów Japoński	8,1	3064
15.08.1950	Assam, Indie/Chiny	8,6	1526
22.05.1960	Chile	8,5 (9,5)	2231
27.07.1976	Tangshan, Chiny	8,0	255 000
17.08.1999	Izmit, Turcja	7,4	25 000

Tabela 2.1. cd.

Data trzęsienia ziemi	Lokalizacja	Magnituda Ms	Liczba ofiar śmiertelnych
26.01.2001	Gujarat, Indie	7,6	30 000
26.12.2003	Bam, Iran	6,7	25 000
26.12.2004	Indonezja	9,1	230 000
08.10.2005	Kaszmir	7,6	86 000
12.01.2011	Port-au-Prince, Haiti	7,0	200 000
11.03.2011	Tōhoku, Japonia	9,0	16 000

Źródło: na podstawie Bryant 2005; *List of Earthquakes in Turkey*; *List of Natural Disasters by Death Toll*.

Z kolei skala Mercallego (Mercallego-Cancaniego-Sieberga, wprowadzona w 1902 r.) ocenia siłę trzęsienia ziemi na podstawie skutków i uszkodzeń występujących w obszarach zabudowanych położonych w epicentrum (Wood 1986). Jest to dwunastostopniowa skala opisowa (tab. 2.2). W zależności od odległości od epicentrum i budowy geologicznej podłoża to samo trzęsienie może mieć różną intensywność.

Tabela 2.2. Przykładowe szkody w zależności od intensywności trzęsień ziemi w skali Mercallego

Skala Mercallego	Opis skutków	Odpowiednik skali Richtera
I	Nieznaczne wstrząsy rejestrowany tylko przez sejsmografy; maksymalne przyspieszenie do 0,01 m/s <sup>2</sup>	
II	Lekkie wstrząsy odczuwane tylko przez niektórych ludzi na wyższych piętrach	
III	Słaby wstrząs powodujący lekkie kołysanie wiszących przedmiotów, drganie gruntu, jak przy przejeździe ciężkiej ciężarówki; maksymalne przyspieszenie do 0,05 m/s <sup>2</sup>	<4,2
IV	Wstrząsy odczuwane przez osoby idące, luźne przedmiotu brzęczą na półkach, kołyszą się stojące samochody	
V	Wstrząsy odczuwalne przez wszystkich ludzi wewnątrz budynków, przebudzają osoby śpiące, występuje silne kołysanie przedmiotów zawieszonych, przewracają się lżejsze przedmioty, dzwonią dzwony kościelne; maksymalne przyspieszenie do 0,25 m/s <sup>2</sup>	<4,8

Skala Mercallego	Opis skutków	Odpowiednik skali Richtera
VI	Silne wstrząsy powodujące kołysanie drzew, huśtanie wiszących przedmiotów, przedmioty spadają z półek, a obrazy ze ścian, pękają szyby w oknach i lustra	<5,4
VII	Pękają ściany, odpadają tynki, cegły, zawalają się sufity, ludziom trudno utrzymać się na nogach. Występują poważne uszkodzenia słabszych budynków; maksymalne przyspieszenie do 1 m/s <sup>2</sup>	<6,1
VIII	Poruszają się samochody, kominy przewracają się, pękają ściany, występuje uszkodzenia słabszych konstrukcji budowli, przewracają się meble, pojawiają się pęknięć w gruncie, pękają konary i pnie drzew	
IX	Uszkodzeniu ulegają fundamenty domów, niektóre domy rozpadają się, pęka grunt, łamią się rury-przewody, ludzi ogarnia panika; maksymalne przyspieszenie do 7,5 m/s <sup>2</sup>	<6,9
X	Zniszczeniu ulega większości słabszych budynków, poważne uszkodzenia zapór wodnych i mostów, pęknięcie powierzchni dróg, liczne szczeliny w gruncie do kilkudziesięciu centymetrów szerokości, powszechne osuwiska, wody w rzekach występują z brzegów	<7,3
XI	Większość budynków i mostów leży w gruzach, drogi, autostrady, rury i kable są zniszczone, występują generalnie inne szkody, w gruncie powstają szerokie szczeliny, maksymalne przyspieszenie do 9,8 m/s <sup>2</sup>	<8,1
XII	Wstrząsy katastrofalne powodujące unoszenie i opadanie gruntu w falach; występują ogólne zniszczenia, drzewa powyrywane z gruntu. Znaczne uszkodzenia lub całkowite zniszczenia budynków, wyraźne zmiany w rzeźbie terenu, zmiana biegu rzek i powstanie zbiorników wodnych; maksymalne przyspieszenie powyżej 9,8 m/s <sup>2</sup>	>8,1

Źródło: na podstawie *The Modified Mercalli Intensity Scale*, United States Geological Survey; Bryant 2005.

W zależności od siły wstrząsów obserwowane są różne zjawiska: drganie przedmiotów, brzęczenie szyb, chwieianie się drzew bez udział wiatru, przesuwanie się obrazów na ścianach i przedmiotów ruchomych, odpadanie tynków, dzwonienie dzwonów. Przy silniejszych drganiach meble w domach przewracają się, kominy walą się, pękają ściany budynków. W czasie bardzo silnych trzęsień ziemi o rozmiarach katastrofalnych rozpadają się domy, w gruncie powstają szczeliny,



rurociągi w ziemi pękają, powierzchniowe warstwy skalne obsuwają się ze stromych zboczy, wody zalewają brzegi, ulegają powyginaniu konstrukcje żelazne, takie jak szyny kolejowe, mosty.

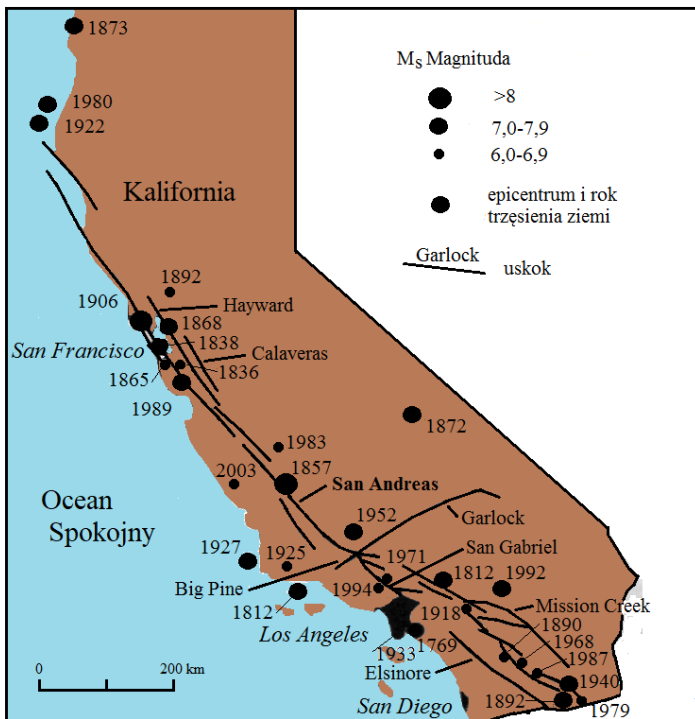
### 2.3. Geneza trzęsienia ziemi i główne obszary sejsmiczne

Wskazywane są trzy przyczyny trzęsień ziemi: tektoniczne, wulkaniczne i zapadowe (zapadliskowe). Zdecydowanie dominują tektoniczne trzęsienia ziemi, które stanowią 90% wszystkich trzęsień na Ziemi (Graniczny i Mizerski 2009) i są najgroźniejsze w skutkach. Zwykle zaczynają się one od razu najsilniejszym wstrząsem, po którym następują słabsze wstrząsy potomne. Spowodowane są gwałtownym rozładowaniem naprężeń gromadzonych w wolnym tempie w skropie ziemskiej wskutek procesów tektonicznych, takich jak przesuwanie mas skalnych wzdłuż aktywnych linii uskokowych, ruchów górotwórczych, ruchów izostatycznych czy ruchów wielkich płyt litosfery. Kierunek przesunięć może być poziomy lub pionowy, a wstrząsy są rezultatem zderzeń przesuujących się mas skalnych. Wszystkie trzęsienia ziemi o natężeniu powyżej 8 stopni w skali Richtera, które nawiedziły Ziemię po 1906 r., były wynikiem kolizji płyt litosfery (Stanley 2002). Płyty przemieszczają się skokowo, a nie w sposób ciągły, dlatego generują wielkie trzęsienia ziemi. Teoria tektoniki płyt litosfery pozwala dosyć dokładnie wskazać obszary najbardziej zagrożone występowaniem trzęsień ziemi, ale nie umożliwia określenia czasu i siły tego wstrząsu.

Wszystkie duże trzęsienia ziemi notowane w ostatnich latach występowały w dwóch regionach Ziemi: w pasmach górskich należących do tzw. pierścienia ognia wokół Oceanu Spokojnego (80% wszystkich trzęsień) oraz w paśmie górskim rozciągającym się prawie równoleżnikowo od południowej Europy aż po Chiny. Obszary najczęściej nawiedzane przez trzęsienia położone są w obrębie następujących państw: Japonia, Meksyk, Chile i Filipiny. Aż 20% wszystkich występujących na Ziemi trzęsień ma miejsce w Japonii. Największe z nich spowodowane są subdukcją filipińskiej płyty oceanicznej lub tarczy pacyficznej. W południowej Europie i Azji zagrożone są głównie obszary: Włoch, Grecji, Turcji, północnych Indii. Słabe wstrząsy mogą wystąpić także na innych terenach, uznanych nawet za nieaktywne tektonicznie, np. w 2004 r. miało miejsce trzęsienie ziemi o sile 4–5 stopni w skali Richtera z epicentrum koło Kaliningradu, a odczuwalne było na Warmii, Mazurach i Pomorzu.

Występuje duży związek między przebiegiem młodych uskoków tektonicznych a trzęsieniami ziemi. Jednym z większych uskoków przesuwczych jest San Andreas (ryc. 2.4), który przebiega przez południową i zachodnią Kalifornię. Jego długość na lądzie wynosi 1000 km, a głębokość osiąga 32 km. W jego obrębie występuje poziome przesuwanie się fragmentów litosfery znajdujących się po przeciwnych stronach uskoku. Wybrzeże pacyficzne, od San Francisco aż do nasady

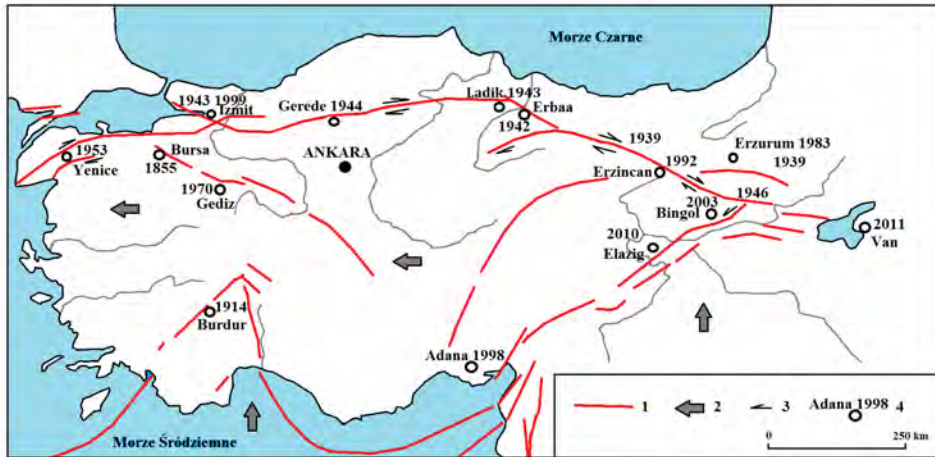
Półwyspu Kalifornijskiego, przesuwa się ku północnemu zachodowi o 4–6 cm na rok w stosunku do stałego lądu znajdującego się po wschodniej stronie uskoku, ale ten ruch nie jest jednostajny (Bryant 2005). Gdy nacisk, jaki wywierają na siebie płyty, wzrasta, następuje gwałtowny ruch i przesunięcie wzdłuż uskoku, co wywołuje trzęsienie ziemi. Jedno z nich w 1906 r. było przyczyną zniszczenia San Francisco. Warstwy po stronie zachodniej uskoku przesunęły się wtedy o kilka metrów (do 7 m), a przemieszczenie pionowe sięgnęło do 1 m (Książkiewicz 1972). Kolejne duże trzęsienia ziemi wystąpiły w październiku 1989 r. (Loma Prieta) w regionie zatoki San Francisco i w 1994 r. w Los Angeles. Także trzęsienia ziemi występujące w Turcji od 1939 r. związane są z wielkimi uskokami przebiegającymi przez północną Anatolię na długości przeszło 300 km na linii Amasya–Erzincan (ryc. 2.5). Podczas trzęsienia 28 grudnia 1939 r. przesunięcie pionowe dochodziło do 1–1,5 m, a poziome do 2–3 m. Trzęsienie w Izmicie w 1999 r. o skali 7,4 związane było także z uskokiem Północnej Anatolii. Jest to obszar często nawiedzany przez trzęsienia ziemi.



Ryc. 2.4. Historycznie aktywne systemy uskokowe południowej Kalifornii i epicentra ważniejszych trzęsień ziemi z ostatnich dwóch stuleci

Źródło: na podstawie Bryant 2005 i Hays 1981b.





Ryc. 2.5. Związek trzęsień ziemi w Turcji z przebiegiem uskoków  
 1 – uskoki, 2 – kierunki nasunięć płyt litosfery, 3 – kierunki przesunięć wzdłuż niektórych uskoków, 4 – nazwa miasta i rok trzęsienia ziemi z epicentrum w mieście lub w jego bliskim sąsiedztwie

Źródło: na podstawie Książkiewicz 1972; Barka 1992; *List of Earthquakes in Turkey*.

Płytkie trzęsienia ziemi występujące wzdłuż aktywnych uskoków na lądzie, nawet przy niższych magnitudach, mogą być bardzo niszczące, ponieważ ich hipocentra znajdują się do 20 km pod powierzchnią. Często występują w pobliżu gęsto zaludnionych obszarów i dlatego generują duże straty.

Trzęsienia ziemi towarzyszą także wybuchom wulkanów, ale stanowią zaledwie 7% wszystkich odnotowanych wstrząsów. Zwykle poprzedzają one właściwą erupcję i są spowodowane gwałtownym wdzieraniem się magmy z ogniska magmatycznego w górne warstwy skalne albo rozprężaniem zawartych w niej gazów. Wstrząsy te zwykle nie mają dużego nasilenia i ograniczają się do niewielkiego obszaru. Przebieg trzęsienia związanego z wybuchem wulkanu jest nieco inny niż tektonicznego. Natężenie trzęsień wulkanicznych zwykle wzrasta stopniowo, natomiast trzęsienia tektoniczne zaczynają się od razu najsilniejszym wstrząsem, po którym następują słabsze. Przykładowo 29 listopada 1975 r. silne trzęsienie ziemi o skali 7,5 poprzedziło o 30 minut wybuch wulkanu Kilauea na Hawajach (Hill i in. 2002).

Zapadowe (zapadliskowe) trzęsienia ziemi powstają wskutek zapadnięcia się stropów pustych przestrzeni podziemnych, np. stropów jaskiń w wapieniach, komór popipsowych i solnych. Wstrząsy tego typu występują najczęściej w obszarach krasowych i należą na ogół do słabych. Ich udział jest oceniany na 2%. Występujące na terenie Polski wstrząsy należą głównie do tej grupy, a spowodowane są zapadaniem się stropów jaskiń krasowych (np. w Sudetach, na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej) oraz występowaniem zapadlisk w obrębie solnych formacji diapirowych (np. na Pomorzu).

## 2.4. Wstrząsy wywołane działalnością człowieka

Niektóre rodzaje działalności człowieka mogą być przyczyną wstrząsów, czasem powodujących duże szkody materialne, ponieważ występują zwykle w obszarach zurbanizowanych. Do najczęstszych tego typu procesów należy zapadanie się wyrobisk górniczych. Gdy podziemne kopalnie znajdują się pod obszarami zabudowanymi, a sieć chodników jest gęsta, tąpnięcia mogą być przyczyną znacznych szkód. Schodzące osuwiska w głębokich kopalniach odkrywkowych także mogą generować drgania powierzchni terenu. Trzęsienia tego typu są najsłabsze i najrzadsze na świecie, jednak w Polsce to one dominują (Witt i Borówka 1997). Wstrząsy zapadowe spowodowane przez osiadanie stropu wyrobisk górniczych na obszarach kopalnianych występują na Górnym Śląsku i mają wielkość do 4 stopni w skali Richtera. W kopalni odkrywkowej węgla brunatnego Bełchatów występują od 1979 indukowane wstrząsy sejsmiczne. Powodują one występowanie osuwisk, zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych, a tym samym zakłócają proces odwodnienia złoża. Kopalnia posiada własną sieć sejsmiczną, która zarejestrowała ponad 1000 wstrząsów, w tym cztery o dużym zasięgu odczuwanym nawet przez mieszkańców Łodzi (Kuszneruk 1999).

Wśród przyczyn trzęsień ziemi wymieniane są także naciski statyczne związane z budową wielkich zbiorników retencyjnych i składowisk odpadów przemysłowych w głębokich sztolniach nieczynnych kopalni, jak również podziemne eksplozje nuklearne. Wypełnianie niektórych zbiorników retencyjnych (miejscami podniesienie poziomu wody do ponad 100 m) powoduje wzrost ciśnienia wody w skałach pod dnem zbiornika, a przenikająca do niżej leżących skał woda zmniejsza tarcie wzdłuż warstw, co generuje trzęsienia (Simpson 1976). Po wybudowaniu w 1935 r. Tamy Hoovera (USA) i utworzeniu zbiornika Lake Mead w Colorado odnotowano ponad 1000 dosyć silnych trzęsień odczuwalnych przez mieszkańców, których wcześniej na tych terenach nie było. Podobne zjawisko zaobserwowano w przypadku 15 innych zbiorników np. Kariba Dam na Zambezi i Koyna Dam koło Mumbaju (Indie) – trzęsienie o sile 5–6,5 stopni w skali Richtera było powodem śmierci 177 osób (Bryant 2005; Graniczny i Mizerski 2009). Także w Grecji zaobserwowano wzrost aktywności sejsmicznej. Trzęsienia ziemi wystąpiły m.in. po napełnieniu Zbiornika Maratońskiego w latach 30. XX w. o sile 5 stopni w skali Richtera i po napełnieniu kolejnego Zbiornika Kremasta w 1967 r. o sile 6,2 (Tsermegas 2006). To jednak nie oznacza, że wszystkie sztuczne zbiorniki generują trzęsienia ziemi, nawet w terenach sejsmicznych. Także pompowanie ścieków do gruntu może być przyczyną trzęsienia ziemi, np. w Denver (Colorado) w okresie 1962–1965 (Bryant 2005).

Wstrząsy wywołane działalnością człowieka nie należą do typowych trzęsień ziemi, ale są przyczyną dużych strat w obszarach zurbanizowanych, dlatego są coraz częściej badane.

## 2.5. Skutki trzęsienia i straty w obszarach zurbanizowanych

Z analizy trzęsień ziemi w XX w. wynika, że średnio każdego roku było prawie 140 przypadków o sile powyżej 6,0 stopni w skali Richtera, w tym jedno powyżej 8 stopni, 18 w skali 7,0–7,9 i 120 w skali 6,0–6,9. Trzęsienie ziemi o magnitudzie powyżej 8 stopni występuje rzadko, ale zawsze ma katastrofalne skutki. Trzęsienia o sile 7,0–7,9 występujące w sąsiedztwie obszarów zurbanizowanych powodują śmierć bardzo wielu ludzi. Nawet trzęsienia o magnitudzie 5,0–6,9 mogą być przyczyną śmierci, szczególnie gdy budownictwo nie jest dostosowane do wstrząsów. Trzęsień ziemi w skali 4,0–4,9 jest średnio 6,2 tys. w roku, w skali 3,0–3,9 aż 49 tys. Najwięcej jest trzęsień w skali 2,0–2,9, a odnotowano ich średnio 365 tys. w każdym roku (National Earthquake Information Center 2001). Przeciętnie 15 trzęsień w roku przyniosło poważne straty materialne i śmierć powyżej 2000 ludzi. Średnio każdego roku trzęsienia ziemi zabijają około 10 tys. ludzi, a straty materialne sięgają 400 mln USD. W okresie 1964–1978 w wyniku trzęsień ziemi życie straciło ponad 445 tys. ludzi (Bryant 2005). W latach 1994–2013 prawie pół miliona ludzi na całym świecie zginęło w wyniku trzęsień ziemi, a kolejne 118,3 mln zostało dotkniętych katastrofą. Dodatkowo 250 tys. zgonów było skutkiem tsunami – głównie w 2004 r. na Oceanie Indyjskim i ponad 700 ofiar związanych ze sływem piroklastycznym (Giles 2017).

Skutki trzęsienia ziemi zależą zwykle od dwóch uwarunkowań: naturalnych (intensywność trzęsienia, odległość od epicentrum, lokalna litologia i topografia) oraz antropogenicznych, głównie od materiału i konstrukcji budynków. Uwarunkowania naturalne są niezależne od człowieka. Zwykle to jednak nie wstrząsy zabijają ludzi, ale walące się budynki. Same wstrząsy, w zależności od siły, mogą powodować pęknięcie ścian i zawalenie się domów (tab. 2.2). W czasie trzęsienia ziemi X stopnia w skali Mercallego drgania gruntu osiągają przyspieszenie porównywalne z przyspieszeniem siły ciężkości. Oznacza to, że na budynki działa dodatkowa siła równa ich ciężarowi. Szczególnie niebezpieczne jest działanie sił skierowanych pionowo, co powoduje, że w czasie silnych trzęsień powierzchnia gruntu faluje. Takiemu falowaniu gruntu mogą oprzeć się tylko najlepiej skonstruowane i posadowione budynki. W Japonii trzęsienie ziemi o magnitudzie 6,1 w 2009 r. zniszczyło 6 tys. budynków, w 2011 o sile 9–9,1 aż 699 tys. budynków z powodu dużej gęstości zaludnienia. Z kolei trzęsienie ziemi na Peloponezie (Grecja) w 2008 r. o sile 6,4 zniszczyło 1,1 tys. budynków, a w 2009 r. trzęsienie ziemi o sile 6,3 zniszczyło 11 tys. budynków w Aquili i sąsiedztwie (Włochy).

Trzęsienia ziemi, zwłaszcza na obszarze gęstej zabudowy, są często przyczyną pożarów w wyniku przerwania kabli energetycznych czy przewodów gazowych. Szczególnie groźne są zniszczenia zbiorników benzyny i gazu, a także uszkodzenia zakładów przemysłowych, zwłaszcza chemicznych. W 1923 r. w regionie Kantō w Japonii podczas trzęsienia ziemi o sile 7,9 w skali Richtera zginęło ponad 140 tys. ludzi, zburzone i spalone zostały miasta Tokio, Yokohama i cały region

Kantō (ryc. 2.3). Większość osób, aż 87%, zginęło w wyniku pożarów (w tym uduszeniu dwutlenkiem węgla), 10% pod gruzami budynków, a reszta w wyniku uderzania fali tsunami (Moroi i Takemura 2010). Pożary podsypane przez wiatr szalały przez trzy dni i zniszczyły ponad 50% miasta. Ten pożar jest uznany za pożogę jedną z największych w historii. Pożar dopełnił także zniszczenia Lizbony po trzęsieniu ziemi o sile 8,5–9,0 w 1755 r. Epicentrum położone było na Oceanie Atlantyckim około 200 km od miasta. Szacuje się, że liczba ofiar śmiertelnych w samej Lizbonie wynosiła od 10 tys. do 100 tys. Obok samych wstrząsów sejsmicznych i tsunami o wysokości 20 m, także pożary trwające 5 dni na obszarach poza zasięgiem fali przyczyniły się do prawie całkowitego zniszczenia Lizbony i sąsiednich obszarów. Świece, które były zapalane w domach i kościołach w całym mieście na Dzień Wszystkich Świętych, zostały przewrócone podczas trzęsienia ziemi. To wywołało pożar, który przerodził się w burzę ogniową i spowodowała uduszenie ludzi. Osiemdziesiąt pięć procent budynków Lizbony zostało zniszczonych. Kilka budynków, które doznały niewielkich uszkodzeń spowodowanych trzęsieniem ziemi, zostało zniszczonych przez kolejny pożar (*Lisbon Earthquake 1755*).

Trzęsienia ziemi inicjują także inne procesy geomorfologiczne, które dodatkowo potęgują straty. Bardzo groźna, a czasem wręcz niszczycielska, okazuje się wspomniana już siła tsunami, które powstają w wyniku podwodnego trzęsienia ziemi. Fale o wysokości nawet 30 m uderzają z ogromną siłą na miasta położone na wybrzeżu, niszcząc wszystko na swojej drodze. Zagadnieniu temu poświęcono oddzielny podrozdział (por. 2.7). Do innych procesów inicjowanych przez trzęsienie ziemi należy także występowanie licznych osuwisk na stromych stokach otaczających tereny zabudowane.

Najwięcej strat społecznych i materialnych powoduje silne trzęsienie ziemi z epicentrum położonym w obrębie terenów zurbanizowanych. Jednym z katastrofalnych zdarzeń było trzęsienie ziemi 27 lipca 1976 r. z epicentrum w milionowym mieście Tangshan w Chinach. Wzdłuż uskoku, który przebiega przez centrum miasta (8 km długości), przesunął się blok skalny o około 3 m i generował trzęsienie o sile 7,6 w skali Richtera. Miasto zostało zrównane z ziemią, ponieważ zniszczone zostało 85% wszystkich budynków, w tym 90% mieszkalnych, a liczba ofiar sięgnęła 255 tys. Według niektórych szacunków wartość ta mogła być nawet trzykrotnie większa. W odległości około 140 km od epicentrum, w okolicach Pekinu, zawaliło się 10% budynków (*Tangshan Earthquake 1976*).

W efekcie stosunkowo łagodnego trzęsienia ziemi w skali 5,8 w 1960 r. zniszczone zostało  $\frac{3}{4}$  miasta Agadir w Maroku (75% budynków), a życie straciło 12 tys. mieszkańców. Epicentrum znajdowało się w obrębie zabudowań, zaledwie 8 km od starego miasta (Książkiewicz 1972; *Agadir Earthquake 1960*). Skały przemieściły się na głębokości 15 km. Z kolei 26 lipca 1963 r. epicentrum trzęsienia ziemi o sile oszacowanej na 5,9–6,1 w skali Richtera położone był w centrum Skopje w Macedonii. Miasto zostało zniszczone niemal całkowicie:



w gruzach legło prawie 75% zabudowy, życie straciło ponad tysiąc mieszkańców, a około 3 tys. odniosło obrażenia. Pomimo niezbyt dużej magnitudy skutki trzęsienia były dramatyczne, ponieważ epicentrum położone było w centrum miasta, a przemieszczenie skał odbyło się na głębokości zaledwie sześciu kilometrów (*Skopje Earthquake 1963*).

W 1906 r. dnia 18 kwietnia w wyniku trzęsienia ziemi o sile 7,9 w skali Richtera (czasem podawana jest wartość 8,2) zostało zniszczone San Francisco i cały otaczający region. Epicentrum położone było prawdopodobnie w strefie przybrzeżnej w odległości 3 km od granic miasta. Trzęsienie było efektem przesunięcia pionowego i poziomego warstw skalnych (2,5 do 6 m) w obrębie uskoku San Andreas (Wood 1986). W tym czasie San Francisco miało 410 tys. mieszkańców, a podczas trzęsienia zginęło 3 tys. osób, chociaż prawdopodobnie liczba zgonów mogła być większa. W wyniku trzęsienia ziemi oraz wielkich pożarów trwających przez kilka dni zniszczeniu uległo 80% miasta, głównie spłonęły drewniane domy (*San Francisco Earthquake 1906*). Także w późniejszych latach w tym regionie występowały trzęsienia ziemi, chociaż o mniejszej sile. San Francisco i inne miasta położone wzdłuż uskoku San Andreas cały czas są zagrożone wystąpieniem kolejnego silnego trzęsienia ziemi. Pomimo zagrożenia ten fragment Kalifornii jest bardzo popularnym miejscem osadniczym – mieszka tu obecnie ponad 23 mln ludzi. Co pewien czas występują trzęsienia ziemi, np. w 1989 r. San Francisco dotknięte zostało kolejnym raz trzęsieniem o sile 7,1 stopnia w skali Richtera, co spowodowało straty materialne w wysokości wielu miliardów dolarów (*San Francisco Earthquake 1989*).

Tragiczne w skutkach było trzęsienie ziemi w północnozachodniej Turcji, które wystąpiło 17 sierpnia 1999 r., uśmierciło co najmniej 15 tys. ludzi (wg niektórych źródeł od 17 do nawet 35 tys.). Miało ono siłę 7,6 stopnia w skali Richtera. Największe straty odnotowano w przemysłowym mieście Izmit, gdzie znajdowało się epicentrum wstrząsów. Aż 2 tys. domów uległo całkowitemu zniszczeniu, a 50 tys. zostało uszkodzonych. Dach nad głową straciło ok. 300 tys. ludzi. W grudniu 2003 r. miało miejsce trzęsienie ziemi o sile 6,6 w Iranie. Epicentrum znajdowało się 10 km od historycznego miasta Bam, ale wielkie zniszczenia wystąpiły w promieniu 16 km i objęły także miasto. Pomimo stosunkowo umiarkowanej siły spowodowało ono zniszczenie 90% budynków i infrastruktury, w tym 70% domów. Zginęło 26 tys. osób, a 60 tys. pozostało bez dachu nad głową. Bam jest jednym z historycznych miast Iranu, a założone zostało ponad 2 tys. lat temu. Stare miasto z cytadelą i szeregiem świątyń, które było celem wielu tysięcy turystów, zostało zrównane z ziemią. Budynki zbudowane z cegły mułowej suszonej w słońcu rozpadły się całkowicie, stając się przyczyną dużego zapylenia i braku tlenu, co było dodatkowym powodem dużej liczby zgonów (*Bam Earthquake 2003*; Pearce 2007).

We Włoszech wiele małych miast ucierpiało w 2016 r. podczas trzęsienia ziemi o sile 6,2 (hipocentrum na głębokości 4,1 km), w tym Amatrice (ryc. 2.6). Miasteczko położone blisko epicentrum zostało zniszczone w około 70%, a zginęło 295 osób (*Amatrice 2016*). Wiele domów zostało zniszczonych, ponieważ

zostały odbudowane po wcześniejszych trzęsieniach bez przestrzegania odpowiednich przepisów budowlanych uwzględniających zagrożenie trzęsieniem ziemi (od 1974 r. obowiązują odpowiednie przepisy).



Ryc. 2.6. Zniszczone budynki w centrum Amatrice w środkowych Włoszech, 24.08.2016 r.

Źródło: [www.irishtimes.com/news/world/europe/chaos-reigns-in-italy-as-efforts-continue-to-find-survivors-1.2767363](http://www.irishtimes.com/news/world/europe/chaos-reigns-in-italy-as-efforts-continue-to-find-survivors-1.2767363) (dostęp: 4.01.2019).

Nawet jeżeli miasto położone jest w większej odległości od epicentrum trzęsienia ziemi, to często odczuwa jego skutki. Oczywiście im dalej od epicentrum, tym wstrząsy są słabsze i powodują zdecydowanie mniejsze szkody. W tym przypadku większe znaczenie mają skały podłoża, które mogą dodatkowo wzmacniać wstrząsy.

W 1995 r. trzęsienie ziemi o sile 7,2 (wg innych ocen – 6,9) miało miejsce w regionie Kobe–Osaka. Epicentrum położone było 20 km od Kobe. W całym regionie zginęło 6,4 tys. ludzi, a w samym mieście 4,6 tys. Szacuje się, że 80% z nich zostało przygniecionych meblami i gruzami domów (*Great Hanshin Earthquake 1995*). Ocenia się, że zniszczone zostało 400 tys. budynków, przesunięte zostały filary mostów, zniszczeniu uległy podpory autostrad i tory kolejowe. Przewracające się domy zniszczyły linie elektryczne i przewody gazowe, co spowodowało pożary. Straty były tak duże, ponieważ przed 1971 r. nie obowiązywały jeszcze w Japonii rygorystyczne zalecenia budowlane. Dodatkowo podczas trzęsienia ziemi nastąpiło upłynnienie gruntu. Wiele budynków zapadło się, a część sztucznych wysp i wybrzeży portowych znalazło się pod wodą. Z kolei w 2011 r. w odległości 25 km od Port-au-Prince na Haiti położone było epicentrum trzęsienia

ziemi o sile 7 w skali Richtera, a spowodowało śmierć 316 tys. osób, zniszczona została większość historycznych budynków (*Haiti revises quake...*). Zabudowa nie była dostosowana do wymagań związanych z odpornością na wstrząsy, dlatego śmierć poniosło tak dużo osób.

W maju 1960 r. wystąpiła seria trzęsień ziemi u wybrzeży Chile o sile od 8,1 do 9,4–9,6 w skali Richtera z epicentrum pod dnem oceanu w odległości ok. 120–160 km od miasta Valdivia. Wstrząsy wywołały także tsunami, które na wybrzeżu Chile osiągnęło wysokość 4–10 m. Trzęsienie ziemi i tsunami spowodowały zniszczenia Valdivii – ponad 40% budynków zostało zniszczonych, a 20 tys. osób zostało bezdomnymi (*Valdivia Earthquake 1960*). Zginęło ponad 1600 osób, chociaż brakuje dokładnych danych. Wstrząsy potomne o sile 7,9 spowodowały zniszczenie miasta Concepción. Ucierpiało tak wiele budynków, ponieważ wykonane były z tanich i złej jakości materiałów, a projekty nie były dostosowane do trudnych warunków. Wiele tragedii ludzkich było spowodowane zbyt dużą ilością piasku w betonie lub zbyt małą ilością stali w kolumnie wspierającej. Zniszczone zostały także domy wybudowane dla osób poszkodowanych podczas wcześniejszych trzęsień ziemi, które nie były zbrojone i zbudowane z cegły (*Chile Earthquake of 1960*). Pomimo bardzo dużej magnitudy straty były stosunkowo niskie z powodu słabego rozwoju infrastruktury.

W 1964 r. w wyniku trzęsienia ziemi bardzo ucierpiało Anchorage (największe miasto Alaski), które było oddalone od epicentrum o 120 km. Trzęsienie o magnitudzie 9,2 przyczyniło się do śmierci ok. 140 osób. Straty w ludności były stosunkowo niewielkie, ponieważ jest to teren słabo zaludniony, ale zniszczona została cała infrastruktura mieszkalna i publiczna, która nie była dostosowana do funkcjonowania w rejonie zagrożenia trzęsieniami ziemi. W samym mieście niektóre ulice zapadły się wraz z gruntem na głębokość 6 m, zniszczone były samochody. W wielu miejscach pomimo zniszczenia i popękania ulic, domy po jednej ich stronie pozostały całe (Pearce 2007).

Niektóre miasta już kilkakrotnie zostały zniszczone przez trzęsienie ziemi w czasach historycznych. Przykładowo miasto Santiago w Chile podczas trzęsienia ziemi w 1960 r. (życie straciło 15 tys. osób) zostało zniszczone po raz szósty od czasu założenia.

Zniszczenia budynków zależą nie tylko od konstrukcji, ale także od rodzaju gruntu, na którym je posadowiono. Najbardziej odporne na wstrząsy są budynki wzniesione na litej skale, oddzielone od niej warstwą tłumiącą drgania. Znacznie mniej odporne są budynki posadowione na gruncie nieskonsolidowanym, który sam może ulegać silnym deformacjom. Jeszcze mniej bezpieczny jest grunt przesycony wodą, ponieważ przy przejściu przez nią fali sejsmicznej może dojść do upłynnienia gruntu, który zachowuje się wtedy jak ciecz. Może to spowodować spływanie gruntu nawet z niewielkiej pochyłości. Ciężkie budynki mogą pograćżyć się w gruncie. Przykładem znaczenia osadów w gruncie mogą być skutki trzęsienia ziemi w Meksyku. W 1985 r. trzęsienie ziemi o sile 8 w skali Richtera z epicentrum

na wybrzeżu Oceanu Spokojnego w odległości 350 km od miasta Meksyk. Pomimo tak dużej odległości w stolicy zawałiło się 412 budynków, a ponad 3 tys. miało poważniejsze uszkodzenia (Lomnitz 1988). Najbardziej ucierpiała najstarsza, historyczna część miasta. Powodem tak dużej wrażliwości były osady w podłożu podatne na wstrząsy. Ta część miasta została wybudowana na osadach wypełniających dawne jezioro, osady mułowe i pyły wulkaniczne przykryte osadami piaszczystymi wzmacniają wstrząsy sejsmiczne. Osady mają dużą zdolność do pochłaniania wody, dlatego łatwo zachodzą procesy kompresji. Wstrząsy spowodowały upłynnienie gruntu i nastąpiła utrata wsparcia dla fundamentów, co przyczyniło się do osiadania dużych budynków. Zachodnia i północno-zachodnia część miasta znajduje się poza osadami dawnego jeziora. Południowa część miasta została wybudowana na utwardzonych bazaltowych strumieniach lawy, które mają niewielką zawartość wody i są odporne na wstrząsy – dlatego są stabilne.

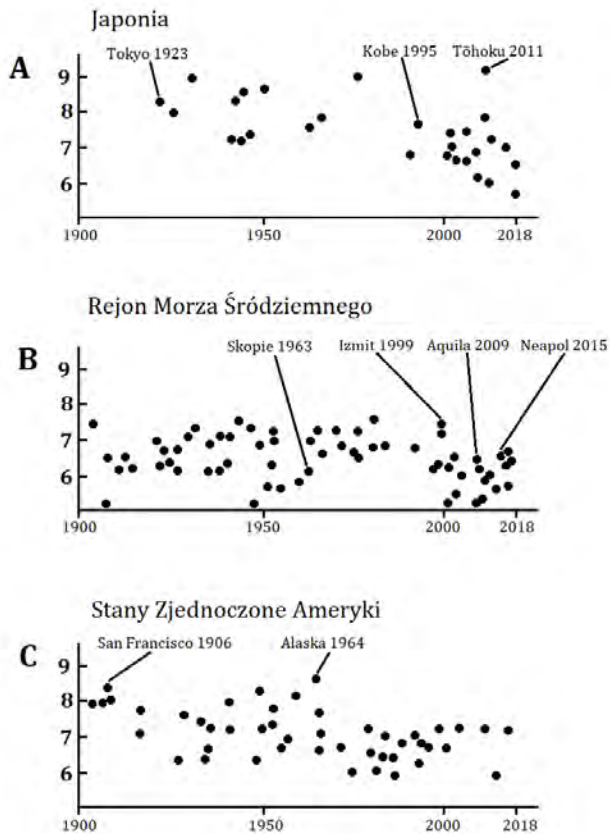
Także trzęsienie ziemi o magnitudzie 7,5 w 1964 r. w Japonii spowodowało upłynnienie gruntu w Niigata oddalonym o 60 km od epicentrum. Miasto rozwinęło się po II wojnie światowej na zrehabilitowanej terasie zalewowej, dlatego w podłożu występowały miękkie osady, w tym soczewki mułów. Trzęsienie ziemi nie uszkodziło budynków, ale spowodowało upłynnienie nieskonsolidowanych osadów aluwialnych, co nagle zmniejszyło ich siłę nośną. Czteropiętrowe bloki w wyniku tego procesu przewróciły się lub zatonięły w osadach podłoża, przechylając się pod różnym kątem. Z czasem grunt wzmocniono, budynki podniesiono i ponownie zostały zajęte przez mieszkańców (Scheidegger 1975). Upłynnienie gruntów będące skutkiem trzęsienia ziemi było przyczyną strat także w innych miastach, ale inicjowało wiele osuwisk (Youd i Keefer 1981).

## **2.6. Przewidywanie trzęsień ziemi i próba ograniczenia zniszczeń**

Trzęsienia ziemi należą do zjawisk bardzo groźnych, których przebieg jest niezależny od człowieka. Ocenia się, że do 2035 r. ponad 600 mln ludzi będzie mieszkało w wielkich miastach położonych w obrębie stref sejsmicznych, dlatego przewidywanie trzęsień ziemi i łagodzenie skutków jest bardzo ważne. Znajomość natury zjawiska trzęsienia ziemi i budowy geologicznej Ziemi pozwala naukowcom wskazać główne obszary sejsmiczne. Podejmowane są także próby wyliczenia pewnych regionalnych rytmów i cykli działalności sejsmicznej. Z analizy ryc. 2.7 wynika, że Japonia doświadczała serii trzęsień o wysokiej magnitudzie w XX w. Najwięcej trzęsień ziemi o wysokich magnitudach przypało na lata 40. XX w., ale najbardziej niszczące miało miejsce w 1923 r. w Tokio i w 2011 r. w regionie Tōhoku. W strefie śródziemnomorskiej trzęsienia ziemi są bardziej regularne. Od 1920 r. wskazać można cztery zgrupowania trzęsień ziemi wokół lat 1930, 1941, 1953–1956 i 1977. Z wyjątkiem Turcji, region śródziem-



nomorski był spokojniejszy w ostatniej części XX w. Niestety na początku XXI w. znowu wydarzyły się silne trzęsienia. W Ameryce Północnej trzęsienia ziemi koncentrują się w jej zachodniej części. Szczególnie intensywna faza sejsmiczna miała miejsce od 1980 r. Innymi okresami wzmożenia trzęsień były lata 1906, 1930, 1951, 1964. Nie są one jednak tak wyraźne, jak w regionie śródziemnomorskim. Ogólnie można stwierdzić, że w Japonii trzęsienia występują rzadziej, ale o dużej sile; w regionie Morza Śródziemnego częściej, ale są nieco słabsze. Na zachodnim wybrzeżu Ameryki Północnej w ostatnich dziesięcioleciach zauważalny jest wyraźny wzrost ich liczby. Niestety wszystkie te obszary są gęsto zamieszkałe.



Ryc. 2.7. Magnituda w skali Richtera głównych trzęsień ziemi powodujących zniszczenia i straty w miastach w trzech obszarach  
A – w Japonii, B – w rejonie Morza Śródziemnego, C – w Stanach Zjednoczonych, pominięto niektóre trzęsienia ziemi na Alasce

Źródło: na podstawie Whittow 1980; Hays 1981b; Bryant 2005; *List of Earthquakes*; *List of Earthquakes in Japan*; *List of 21th-century Earthquakes*.

Niestety nie można wskazać sztywnych cykli trzęsień ziemi, które pozwoliłyby je prognozować. Między 1857 a 1966 r. w Parkfield w Kalifornii średnio co 22 lata następowało trzęsienie ziemi o magnitudzie 6 lub więcej – zwykle między 12 a 32 lata. Dlatego przewidywano kolejne takie trzęsienie na 1993 r., a trzęsienie o sile 6 wydarzyło się dopiero w 2004 r. (*Parkfield Earthquake 2004*). Parkfield położone przy uskoku San Andreas, czyli w terenie szczególnie narażonym na trzęsienia, należy do najbardziej obserwowanych stref na świecie. Naukowcy nieustannie mierzą napięcie w skałach, przepływ ciepła, mikrosejsmiczności i geomagnetyzm. Obserwacje uskoku San Andreas mają pomóc lepiej zrozumieć fizykę trzęsień ziemi i uskoków, a zebrane informacje mogą być w przyszłości wykorzystywane do przygotowania prognoz zagrożeń wzdłuż uskoku San Andreas i na całym świecie.

### 2.6.1. Zwiastuny trzęsień ziemi

Przez kolejne stulecia gromadzono informacje o zwiastunach nadchodzących trzęsień ziemi. Także współcześnie prowadzone są badania, które mogą pomóc przewidywać zbliżające się wstrząsy. W niektórych przypadkach słabe wstrząsy poprzedzały główne trzęsienie ziemi nawet o kilka dni. Ten kierunek tzw. wstrząsów poprzedzających jest nadal rozwijany, chociaż zwykle bardzo silne trzęsienia ziemi nie były poprzedzone wstrząsami wstępnymi. W terenach z dużym ryzykiem strat badane są powolne ruchy skorupy ziemskiej i subtelne zmiany ukształtowania terenu oraz lokalne zmiany w rozkładzie ziemskiego pola magnetycznego. Prowadzone są badania zawartości radonu w wodach podziemnych. Przed wstrząsem dochodzi do uszkodzeń struktury skał, wskutek czego uwalniany jest do wody gaz radon, który dostaje się do powierzchni ziemi wzdłuż uskoków, a gromadzi się w wodzie, glebie i powietrzu (Riggio i Santulin 2015). Zwiastunem trzęsienia może być także nagły wzrost zawartości wodoru w strefie uskoku, czasem ponad dziesięciokrotny w stosunku do poziomu normalnego. Obserwowane są zmiany poziomu wód gruntowych, np. obniżanie poziomu wód zaobserwowano przed trzęsieniami ziemi na Wyspach Kurylskich i w Chinach (Kissin i Grinevsky 1990). Według badań chińskich sejsmologów zjawisko obniżania wód gruntowych ustaje na 2–3 dni przed trzęsieniem. Czasem w powietrzu obserwowana jest charakterystyczna poświata, którą powodują prawdopodobnie cząsteczki zjonizowanych gazów.

Często pierwszymi zwiastunami nadchodzącego trzęsienia ziemi było dziwne zachowanie zwierząt. Od dawna zaobserwowano, że na kilka minut przed trzęsieniem bydło, psy, koty i szczury stawały się niespokojne i usiłowały wydostać się z zamkniętych pomieszczeń. Przed trzęsieniem ziemi w Neapolu w 1857 r. mrówki porzuciły swoje siedziby. W Japonii zaobserwowano na wybrzeżach wielkie ryby – wątlusze wąsate, żyjące tylko na dużych głębokościach. Zdarza się to jednak średnio raz na trzy przypadki trzęsienia ziemi. Z kolei na Krymie

w październiku 1984 r. pomimo niskiej temperatury i późnej pory wypełzły z nor jaszczurki – godzinę później nastąpiło trzęsienie ziemi w rejonie Jałty. Według naukowców gady mają organ reagujący na zmiany pola magnetycznego i elektromagnetycznego, co pozwala im przeczuwać zbliżające się wstrząsy w promieniu do 100 km od epicentrum.

Wskazać można nieliczne przypadki, kiedy kilka obserwacji jednocześnie pozwoliło przewidzieć trzęsienie ziemi i ocalić ludzkie życie. Na przykład 5 lutego 1975 r. ewakuowano mieszkańców miasta Haicheng w Chinach po zaobserwowaniu nietypowego zachowania zwierząt i wytrysku wód gruntowych. Miasto zostało ewakuowane 12 godzin przed głównym trzęsieniem, które miało siłę 7,2 stopnia w skali Richtera. Zniszczone zostało 90% miasta, ale dzięki ewakuacji zginęło tylko kilka osób (Bryant 2005).

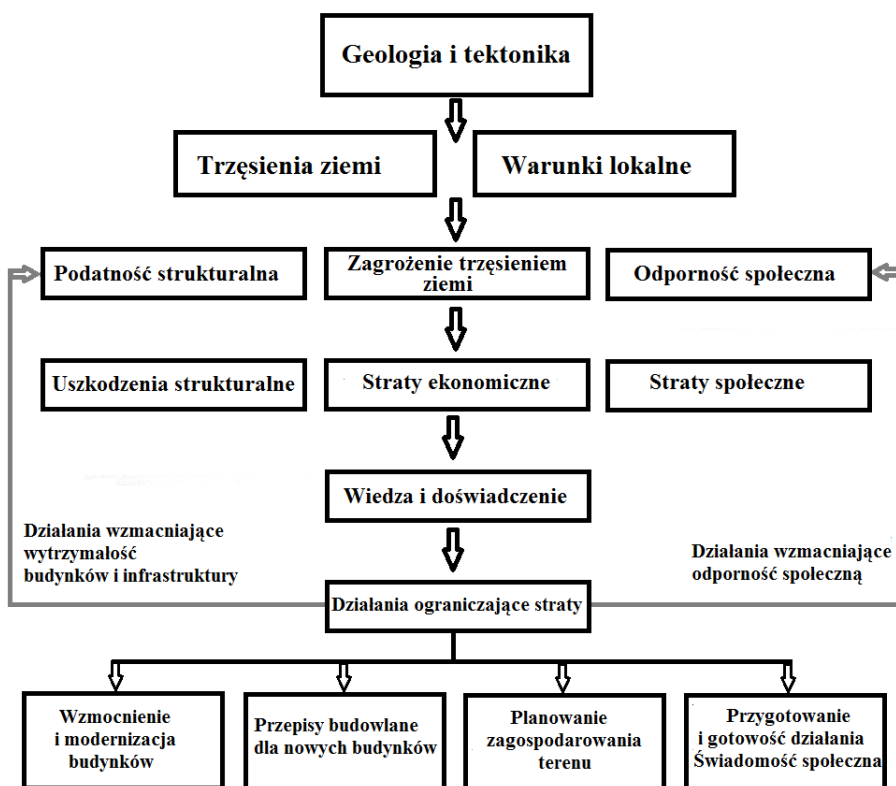
W przypadku małego miasteczka odpowiednio wcześniej przewidziane trzęsienie ziemi daje możliwość ewakuacji mieszkańców. Zdecydowanie trudniejsza, czasem niewykonalna, jest ona w przypadku dużych czy bardzo dużych miast. Nie jest możliwa ewakuacja kilku milionów ludności w ciągu doby bez chaosu i paniki. Dlatego rzadko podejmowane są takie przedsięwzięcia, tym bardziej, że nie można przewidzieć dokładnie terminu spodziewanego trzęsienia ziemi. Procesy te są nadal nieprzewidywalne i mogą zagrozić wielu obszarom zurbanizowanym na świecie. Niektórzy naukowcy uważają, że można rozładować napięcie w skałach wskazujące na możliwość wystąpienia silnych trzęsień poprzez serie małych wstrząsów wywołanych sztucznymi wybuchami. Takie działania nie są jednak podejmowane.

### **2.6.2. Działania wpływające na ograniczenie strat**

Nie można dokładnie przewidzieć położenia epicentrum i daty kolejnego trzęsienia ziemi, nie jest też realne przeniesienie dużego miasta w inne bezpieczniejsze miejsce, dlatego podejmowane są działania mogące ograniczać straty. Zagrożenie zależy od geologii i tektoniki obszaru, dlatego bardzo ważna jest wiedza o budowie geologicznej i skali zagrożenia. W obszarach o dużym zagrożeniu cały czas prowadzone są badania naukowe i monitoring środowiska pod kątem oznak możliwości wystąpienia trzęsienia ziemi. Ważne jest także zdobyte doświadczenie, które pozwala na planowanie i podejmowanie działań mających na celu ograniczenie strat poprzez działania wzmacniające wytrzymałość budynków lub wzmacniające odporność społeczną. Do działań mogących ograniczyć straty społeczne i ekonomiczne należą: wzmacnianie i modernizacja budynków, odpowiednie przepisy budowlane dla nowej zabudowy, planowanie zagospodarowania terenów i przygotowanie mieszkańców na wypadek wystąpienia trzęsienia ziemi (ryc. 2.8).

Podczas trzęsienia ziemi najwięcej ludzi ginie pod gruzami walących się domów, dlatego zwykle podejmowane są prace w zakresie budownictwa. Od naj-

dawniejszych czasów starano się budować bezpiecznie. W Ameryce Południowej, nawiedzanej przez liczne trzęsienia ziemi, ściany ważnych budowli wznoszono z drobnych różnokanciastych kostek, które były dopasowywane i ubijane podczas wstrząsów o przeciętnej skali, czyli wstrząsy wzmacniały ścianę. Tradycyjne budownictwo w Japonii było dostosowane do częstych i silnych trzęsień ziemi. Wznoszono lekkie drewniane domki, które łatwiej znosiły wstrząsy i nie powodowały ofiar w ludziach.



Ryc. 2.8. Trzęsienia ziemi są niezależne od człowieka, ale możliwa jest pewna działalność mogąca ograniczyć straty bezpośrednie i pośrednie spowodowane wstrząsami

Źródło: na podstawie Lang 2012.

Także obecnie w zależności od regionu świata podejmowane są różne prace w celu zabezpieczenia budowli przed zniszczeniem i ograniczenia ofiar śmiertelnych. W przypadku domów jednorodzinnych powinno być doceniane budownictwo drewniane, które jest bezpieczniejsze niż murowane. Drewno wyróżnia się

optymalnym stosunkiem wytrzymałości do masy własnej spośród innych materiałów budowlanych, takich jak stal, beton i kamień. Mała masa domów drewnianych powoduje w przypadku wstrząsów niższą siłę uderzenia. Odporność konstrukcji drewnianych na trzęsienia ziemi potwierdzana jest przez liczne budynki w sejsmicznie aktywnych regionach: na przykład liczące wiele setek lat domy drewniane w Stambule, obiekty drewniane w Japonii oraz wielokondygnacyjne budynki mieszkalne w Seattle. Kolejną zaletą budownictwa drewnianego jest wysoki poziom prefabrykacji pojedynczych elementów, takich jak ściany czy sufity. To umożliwia szybką i ekonomiczną budowę. Ze względu na swoje budowlane i ekonomiczne zalety, drewno jest dominującym materiałem przy rekonstrukcjach w regionach dotkniętych katastrofą – nie tylko w przypadku budynków mieszkalnych.

Bambus jest od wieków wykorzystywany jako tani, zrównoważony materiał budowlany, w tym w Azji i Ameryce Środkowej oraz Południowej. Mocny, lekki i elastyczny pomaga poprawić odporność różnych struktur na trzęsienia ziemi. Bambus został wykorzystany np. do odbudowy szkół na Filipinach po trzęsieniu ziemi i tajfunie w 2013 r.

W zdecydowanej większości w miastach domy są jednak murowane, a nie drewniane. Skutki trzęsienia ziemi w obszarach zurbanizowanych można minimalizować, stosując specjalne konstrukcje budynków, które mogą wytrzymać nawet bardzo silne wstrząsy. Podejmowane są prace nad sejsmoodpornymi budynkami np. w Japonii i Stanach Zjednoczonych. Szczególnie ważna jest specjalna konstrukcja fundamentów, która pełni rolę resorów tłumiących wstrząsy i ogranicza kołysanie budowli. Wzmacniane są także ściany. Zdaniem budowniczych „drapacze chmur” na Tajwanie mogą wytrzymać trzęsienie ziemi o sile 7 stopni w skali Richtera. Jest to możliwe dzięki wzmocnieniu budynku do wysokości 65 piętra i dociążeniu na 87 piętrze (Graniczny i Mizerski 2009). Niektóre budynki w obszarach sejsmicznych umieszczane są na specjalnych rolkach i wyposażone w amortyzatory lub stabilizowane są specjalnymi kłami.

W przypadku trzęsienia ziemi spadający gruz blokuje drogi ewakuacji i ogranicza możliwość bezpiecznej ucieczki z budynku. Dlatego podejmowane są prace mogące ograniczyć lub spowolnić proces pęknięcia ścian. Został opracowany produkt, który pozwala na wzmocnienie ścian zewnętrznych budynku za pomocą specjalnego tynku i zmniejszenie naprężeń wywołanych przez trzęsienie ziemi, co zapobiega pęknięciom ścian. Materiał ten wykonany jest ze szkła wzmocnionego tworzywem sztucznym. Jest to szczególnie istotne przy trzęsieniu ziemi zwłaszcza o małej sile. Tę specjalną okładzinę tynkową można nanieść na starszy budynek, co go zabezpieczy i wzmocni przed wstrząsami. Wzmocnione ściany mogą opóźnić zniszczenie domu, a nawet pozwolić na całkowite uniknięcie ich zawalenia. Mieszkańcy zyskują więcej czasu na ucieczkę z budynku. Antysejsmiczna okładzina tynkowa ze względu na parametry techniczne, takie jak wytrzymałość na rozciąganie włókien szklanych, pozwala zredukować efekty trzęsienia ziemi i wzmocnić takie strategiczne obiekty jak szpitale, szkoły czy domy opieki.

Nowe budynki powinny być wznoszone już w nowoczesnej, bezpieczniejszej konstrukcji. Popularnym sposobem wzmocnienia budynku jest dodanie konstrukcji stalowej. Najczęstszym typem jest rama ze stali mimośrodowo wzmocnionej. Są sztywne i dlatego pasują do betonowych lub niezbrojonych ścian murowanych. Często są dodawane do zewnętrznej części budynku, ponieważ jest to tańsze i łatwiejsze niż w przypadku wnętrza. Często przyczyną śmierci ludzi jest także odpadanie elementów dekoracyjnych, dlatego budynki w strefach silnie sejsmicznych powinny być bez ozdób, a także bez kominów.

Wrażliwy jest też system komunikacyjny: linie kolejowe, mosty, wielopoziomowe skrzyżowania, estakady itp., dlatego w rejonach sejsmicznych są instalowane specjalne czujniki, które w czasie silnego wstrząsu automatycznie zamykają dopływ gazu, bramki wstępu na estakady, czy zatrzymują pociągi. Instalowane są gumowe bloki pod mostami, aby absorbować wstrząsy, np. w Japonii.

Ryzyko sejsmiczne nie jest jednak równoznaczne z uszkodzeniem lub utratą życia. Bardzo ważne jest wprowadzenie i egzekwowanie odpowiednich przepisów budowlanych zwłaszcza na obszarach miejskich. Przykładowo trzęsienie 17 sierpnia 1999 r. w Izmicie w Turcji o sile 7,4, tam, gdzie zasady wnoszenia budowli w obszarach sejsmicznych nie były przestrzegane, zabiło 25 tys. ludzi, a dla porównania trzęsienie w 1989 r. o podobnej sile (7,1 Ms) w San Francisco, gdzie zasady są przestrzegane restrykcyjnie, przyczyniło się do śmierci tylko 67 osób (*San Francisco Earthquake 1989*). Dlatego już międzynarodowy port lotniczy w Stambule położonym w strefie trzęsień ziemi otrzymał poważne zabezpieczenia. Lotnisko wykorzystuje izolację bazową, aby zminimalizować efekt trzęsień ziemi. Na klockach lub łożyskach wzniesiono strukturę, która izoluje budynek od otaczającej go ziemi – co oznacza, że porusza się po niej podczas trzęsienia ziemi, więc otrzymuje mniejsze obrażenia. Projekt lotniska obejmuje 300 izolatorów, które zmniejszają obciążenie boczne trzęsienia ziemi o 80%, co oznacza, że lotnisko może teoretycznie wytrzymać trzęsienie ziemi o sile 7,5–8 w skali Richtera.

Szczególnie wiele prac zabezpieczających podejmowane jest w Japonii, w tym w Tokio, w podłożu którego przecina się kilka uskoków tektonicznych, co stwarza oczywiście wielkie niebezpieczeństwo w razie nadejścia kataklizmu. Aż z 70% prawdopodobieństwem naukowcy przewidują na tym właśnie terenie silne trzęsienie ziemi o magnitudzie przewyższającej 7 stopni w skali Richtera w okresie najbliższych 30 lat (*Japan Times 2015*). Dlatego zgodnie z planem na nadchodzące 10 lat przeznaczono dodatkowe, ogromne fundusze, by zoptymalizować działania w kierunku zapewnienia budynkom większej odporności sejsmicznej i bezpieczeństwa pożarowego.

W miastach narażonych na trzęsienia ziemi powinny być przestrzegane także pewne zasady urbanistyczne. Budynki powinny znajdować się w takiej odległości od siebie, aby nie burzyły się wzajemnie podczas zawałania. Miasto powinno mieć dużo przestrzeni otwartych zajętych przez parki. Stwarzają one możliwości



ewakuacji mieszkańców i są miejscem zatrzymania lub osłabienia ognia. Maksymalnie drożny powinien być system komunikacyjny.

Do bardzo ważnych zadań należy także poznanie przez mieszkańców zasad zachowania się podczas trzęsienia ziemi. W miastach narażonych na trzęsienia (np. San Francisco, Tokio) przeprowadzane regularne ćwiczenia dla mieszkańców gwarantują wiedzę w zakresie bezpiecznego zachowania. Dzieci są zachęcane do trzymania latarek i pary mocnych butów przy łózkach. Jeżeli trzęsienie zaskoczy je w nocy, będą mogły odnaleźć drogę ratunku. W celu ograniczenia zagrożenia przez odpadające elementy architektoniczne, doradza się mieszkańcom pozostanie w domach, gdzie mogą ukryć się pod solidnymi meblami lub w drzwiach, aby uniknąć spadających ścian. Ściany z otworami drzwiowymi należą do najmocniejszych fragmentów i zazwyczaj nie ulegają zniszczeniom. Powinny być wyłączone wszelkie źródła ognia, aby w razie uszkodzenia przewodów gazowych uniknąć groźnych wybuchów.

Podstawowe znaczenie na obszarach sejsmicznych ma organizacja odpowiednich służb ratunkowych i łączności. Przykładowo w Japonii po trzęsieniu ziemi w 1995 r. rząd zmienił politykę reagowania na katastrofy, w tym zwiększył zakres uprawnień dla sił samoobrony naziemnej. Skorygowano także zasady dowodzenia dla straży pożarnych. W celu szybkich reakcji na obszarach katastrofy wzmocniono drogi ewakuacji. W niektórych prefekturach wybudowano schronienia w publicznych parkach.

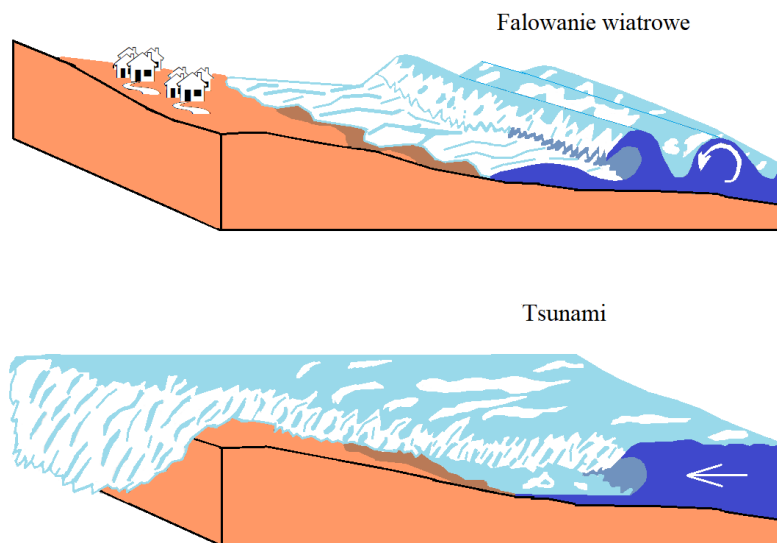
W wielu państwach po tragicznych w skutkach trzęsieniach ziemi ustalane są rygorystyczne zasady budowy. W 2015 r. Zgromadzenie Ogólne ONZ zatwierdziło piętnastoletnie dobrowolne porozumienie w sprawie zmniejszenia prawdopodobieństwa i skutków katastrof na całym świecie pod nazwą Sendai Framework for Disaster Risk Reduction 2015–2030. Celem jest obniżenie strat ludzkich i ekonomicznych podczas katastrof naturalnych oraz poprawę współpracy międzynarodowej w tym zakresie. Prawie 100 krajów posiada punkty kontaktowe Sendai Framework. Jednym z priorytetów jest inwestowanie w zmniejszanie ryzyka katastrof, które ma obejmować „lepsze budowanie od samego początku”, tzn. zgodnie z odpowiednimi projektami i materiałami, a także modernizację i przebudowę istniejących struktur. Przesłanie jest jasne: to, gdzie, jak i co budujemy odgrywa ważną rolę w zmniejszaniu liczby ofiar w trzęsieniach ziemi.

## 2.7. Przyczyny i skutki tsunami

Gdy epicentrum silnego trzęsienia ziemi (o skali większej niż 6,5 stopni w skali Richtera) znajduje się na obszarze oceanicznym, a dno morskie zostaje przemieszczone pionowo, to ruch ten powoduje zaburzenia powierzchni morza i powstawanie sejsmicznych fal morskich zwanych tsunami (Duxbury i in. 2002). Rządziej tsunami może spowodować także wybuch podwodnego wulkanu lub podwodne

osuwiska. Nazwa tsunami pochodzi z języka japońskiego i oznacza portowe (tsu) fale (nami), ponieważ zjawiska te rozwijają się w portach i powodują duże straty.

Wytrącona przez wstrząsy ze stanu równowagi woda tworzy fale rozchodzące się kolistnie po powierzchni oceanu. Są to wyjątkowo długie fale sięgające na ogół 100–200 km, a ich okres wynosi 10–20 minut. Opuszczając miejsce powstania, tsunami ma zwykle amplitudę 1–2 m, czyli na swojej długości ok. 200 km wznosi się lub opada bardzo niewiele. Na samym oceanie fale są słabo zauważalne, chociaż mają prędkość około 600–900 km/godz., gdy jednak zbliżają się do wybrzeży ich prędkość maleje (do około 100–300 km/godz.), natomiast szybko rośnie wysokość (Easterbrook 1993; Bryant 2001). Wraz z gwałtownym spadkiem głębokości energia fali koncentruje się w mniejszej objętości wody. Ta ogromna koncentracja energii powoduje szybki wzrost wysokości fali, a następnie raptowną utratę tej energii przy załamaniu. Olbrzymia masa wody pędzi wówczas na brzeg, zalewając go. Trwa to zwykle od pięciu do dziesięciu minut, po czym woda cofa się. W małych zatokach tsunami może osiągnąć do 10–20 m i powoduje z reguły ogromne zniszczenia budynków i portów, a duże statki wyrzucane są niekiedy na ląd. Rycina 2.9 ukazuje różnicę pomiędzy falami wiatrowymi a tsunami. Nawet jeżeli tsunami są często niewiele wyższe od fal wiatrowych, to są bardzo niebezpieczne. Fale wiatrowe mają kołowe orbity, przyplływają i odpływają bez zalewania wyższych obszarów brzegu. Tsunami płyną prosto, spadają szybko na ląd jako ściana wody i zalewają zabudowę na wybrzeżu (ryc. 2.10).



Ryc. 2.9. Zasięg falowania wiatrowego i tsunami na wybrzeżu

Źródło: opracowanie własne.





Ryc. 2.10. Tsunami zalewająca zabudowę w Natori w Japonii, 2011 r.

Źródło: [www.voanews.com/a/devastating-tsunami-strikes-northeastern-japan](http://www.voanews.com/a/devastating-tsunami-strikes-northeastern-japan) (dostęp: 12.03.2019).

Najwięcej tsunami odnotowano na Oceanie Spokojnym, a największe szkody wyrządziły na wybrzeżach w południowo-wschodniej Azji, łącznie z Japonią (tab. 2.3). Także obecnie wybrzeża Pacyfiku należą do obszarów o największym prawdopodobieństwie wystąpienia tsunami (Bryant 2001). Najniebezpieczniejszym regionem ze względu na występowanie tsunami jest pas wysp od Indonezji przez Japonię po wybrzeża Rosji. Większość tsunami w tym regionie występuje lokalnie. Tylko dziewięć spośród 104 groźnych tsunami w XX w. wystąpiło poza tym regionem. Drugim pasem z tsunami jest zachodnie wybrzeże Ameryki Południowej. Japonia i Hawaje to dwa najbardziej podatne na tsunami regiony świata, do których dociera 90% wszystkich mierzonych fal na Ocenie Spokojnym (Heys 1981c). Z tego powodu monitoring na Hawajach obejmuje wszystkie tsunami ze źródłem na Pacyfiku.

W związku z tym, że tsunami często przemierzają duże odległości, przeważnie udaje się ostrzec mieszkańców wybrzeża przed nadciągającą falą z wyprzedzeniem nawet do 24 godzin. Jeżeli jednak trzęsienie ziemi występuje blisko wybrzeża, to fala może uderzyć szybko i bez ostrzeżenia. Takie zdarzenia są przyczyną ogromnych strat, tym bardziej, że budynki na wybrzeżu zwykle ulegają zniszczeniu w wyniku samych wstrząsów, a następnie zalewane są falą tsunami.

Tabela 2.3. Procentowy udział tsunami na ocenach i morzach

Lokalizacja	Udział w procentach
Ocean Spokojny	25,4
Japonia–Rosja	18,6
Wschodnie wybrzeże Pacyfiku	8,9
Wschodnie wybrzeża Oceanu Atlantyckiego	1,6
Zachodnie wybrzeża Oceanu Atlantyckiego	0,4
Morze Śródziemne	10,1
Karaiby	13,8
Zatoka Bengalska	0,8
Wschodnie wybrzeża Oceanu Indyjskiego	20,3

Źródło: na podstawie Bryant 2005.

Większość obszarów zurbanizowanych położonych na wybrzeżach w strefach sejsmicznych jest zagrożona wystąpieniem tsunami. Ponieważ fale te są wyjątkowo groźne na wybrzeżu Japonii, bilans strat jest ogromny. W 1896 r. tsunami na wyspie Hondo zniszczyło 7600 domów i zabiło 27 tys. ludzi (Książkiewicz 1972). Najtragiczniejsze w skutkach było wspomniane już trzęsienie w 1923 r. nad Zatoką Sagami. Trwało 30 sekund, a wywołało duże zmiany w konfiguracji dna zatoki, niektóre jego fragmenty obniżyły się o 100–230 m, a inne podniosły o 250 m. Wybrzeża zatoki podniosły się o 1,7–2 m. W wyniku tego trzęsienia ziemi powstało tsunami o wysokości 10–11 m. W Tokio trzęsienie ziemi i tsunami o wysokości 11 m od razu zburzyły pół miliona domów (Hadfield 1992). Trzęsienie ziemi 12 lipca 1993 r. o sile 7,8 w skali Richtera na Morzu Japońskim, blisko wyspy Okushiri, położonej na południowy zachód od wybrzeży Hokkaido, także wywołało tsunami. Około 6 minut po trzęsieniu ziemi napłynęła fala o wysokości 5 m niszcząca budynki i uszkodzająca zbiorniki z gazem, które zaczęły płonąć i spowodowały pożar miasta Aonae. W innych odcinkach wybrzeża poziom wody podniósł się o 10–15 m (Duxbury i in. 2002).

Wyjątkowo tragiczne skutki miało trzęsienie ziemi o sile 9 stopni w skali Richtera, które wystąpiło 11 marca 2011 r. pod dnem morskim w pobliżu wyspy Honsiu (Japonia). W jego wyniku powstało tsunami, które wyrządziło ogromne zniszczenia na wielu odcinkach wybrzeża, a także było odpowiedzialne za poważne uszkodzenie elektrowni atomowej w Fukushima połączone z emisją substancji promieniotwórczych do środowiska, co wiązało się m.in. z przedostaniem się do środowiska skażonej wody morskiej stosowanej do chłodzenia reaktorów (*Fukushima Daiichi Nuclear Disaster 2011*). Zdarzenie to wywołało

ogólnoświatową dyskusję na temat bezpieczeństwa energetyki jądrowej w obszarach sejsmicznych. Tsunami, jakie dotarło do miasta Miyako miało 40,5 metra wysokości i wdarło się aż 10 km w głąb lądu, powodując ogromne spustoszenie. W wyniku trzęsienia ziemi i fali tsunami życie straciło 16 tys. ludzi, zniszczonych zostało 121 tys. budynków, 280 tys. częściowo zawaliło się, a 700 tys. zostało częściowo uszkodzonych (*Tōhoku Earthquake and Tsunami 2011*).

Bardzo silne trzęsienie ziemi (8,6 w skali Richtera) na Alasce 27 marca 1964 r. nie spowodowało zbyt wielu strat w miejscu epicentrum, ale było powodem powstania wielkiej fali tsunami – 10 m u wybrzeży Alaski. Wysokość fali spiętrzonej w zatoce sięgała maksymalnie 67 m. Fala w ciągu godziny pokonała cały Pacyfik. Na wybrzeży w Kalifornii zalała 30 miast. Dodatkowo była przyczyną wielkich osuwisk na wybrzeżach (*Alaska Earthquake 1964*).

Tsunami nawiedzają także zachodnie wybrzeża Ameryki Południowej. Szczególnie często są one skutkiem trzęsienia ziemi u wybrzeży Chile. Przykładowo trzęsienie ziemi w 1960 r. o sile 8,5 w skali Richtera generowało tsunami, które dotarło na większość wybrzeży Pacyfiku. Po 15 minutach od trzęsienia trzy wielkie fale zniszczyły miasta na wybrzeżu Chile, ponad 1700 ludzi straciło życie. Po 24 godzinach fala dotarła na wybrzeże Japonii, a miała jeszcze 3,5–6 m (Pickering i in. 1991). Także trzęsienie ziemi o sile 8,8 u wybrzeży Chile w 2010 r. generowało tsunami o wysokości 15 m, które zniszczyło miasto Concepción (*Chile Earthquake 2010*).

Na wybrzeżach Oceanu Atlantyckiego tsunami występują zdecydowanie rzadziej – na wschodnich wybrzeżach stanowią zaledwie 1,6%, a na zachodnim wybrzeżu 0,4% wszystkich występujących na świecie. Jednakże w 1755 r. trzęsienie ziemi o sile 8,5–9,0 z epicentrum na Oceanie Atlantyckim około 200 km na zachód – południowy zachód od Przylądka St. Vincent wzbudziło tsunami o wysokości 15–30 m, które runęło około 40 minut po trzęsieniu na niższą część Lizbony i okazało się szczególnie niszczące. Zniszczyło port, przeniosło okręty parę kilometrów w głąb lądu. W sumie w wyniku trzęsienia ziemi, tsunami i pożaru aż 85% budynków w mieście legło w gruzach, a życie straciło 30–100 tys. ludzi (Duxbury i in. 2002; *Lisbon Earthquake 1755*).

Tsunami pogłębiło straty na Sycylii i na terenach południowych Włoch wywołane trzęsieniem ziemi o sile 7,5 stopnia w skali Richtera z 28 grudnia 1908 r. Kataklizm (trzęsienie i fala) zniszczył niemal doszczętnie Mesynę (98% powierzchni), czyli duże miasto i port na Sycylii, liczącą wówczas 147 tys. mieszkańców. Zginęło wtedy blisko 80 tys. ludzi. W powiększaniu strat miały udział ogromne pożary. Podobny dramat miał miejsce w Reggio di Calabria, gdzie mieszkało 34 tys. obywateli, a zginęło 25 tys. osób. Wysokość fali wyniosła 15 m (*Messina Earthquake 1908*).

Tsunami występują także na Oceanie Indyjskim, przykładowo 26 grudnia 2004 r. trzęsienie ziemi o sile 9 stopni w skali Richtera pod dnem Oceanu, w rejonie zachodniego wybrzeża północnej Sumatry, wzbudziło tsunami piętnasto-

metrowej wysokości. W ciągu trzech godzin fale dotarły na wybrzeża, zalewając gwałtownie nadmorskie tereny Bangladeszu, Indii, Indonezji, Malediwów, Malezji, Somalii, Sri Lanki i Tanzanii. Ten kataklizm spowodował niewyobrażalne szkody materialne i uśmiercił ok. 230 tys. ludzi (*Indian Ocean Earthquake and Tsunami 2004*).

W 1946 r. po uderzeniu tsunami w Hawaje stworzono system prognozowania i ostrzegania przed zagrożeniem, a jego centra obliczeniowe znajdują się właśnie na Hawajach i na Alasce. Sieć stacji ostrzegawczych określa czas dotarcia tsunami do miejsc, gdzie mogą spowodować zniszczenia. Rozchodzenie się fal jest monitorowane, a obecny system ostrzegawczy, obejmujący cały Pacyfik, jest w stanie wysłać ostrzeżenie dopiero po godzinie od wydarzenia sejsmicznego. Dlatego ostrzeżenia są użyteczne tylko dla osób zamieszkujących obszary oddalone o ponad 750 km od źródła fal. Systemy regionalne (Stanów Zjednoczonych na Alasce i na Hawajach oraz w Japonii, Rosji i na Polinezji Francuskiej) ostrzegające w ciągu 10 minut są użyteczne dla obszarów oddalonych o 100–750 km od źródeł fal, a systemy lokalne (w Japonii i Chile) ostrzegające w ciągu 5 minut, w odległości do 1100 km od źródła. Wykrycie przez istniejące systemy ostrzegania odległego tsunami daje wprawdzie mieszkańcom zagrożonych rejonów czas na ewakuację, jednak w przypadku lokalnych tsunami na szukanie bezpiecznego schronienia pozostaje zaledwie kilka minut. Dlatego na wybrzeżach nawiedzanych często przez tsunami wznoszone są różne zabezpieczenia np.: falochrony, nasypy, ściany betonowe na morzu i ściany na wybrzeżu (ryc. 2.11), a na plażach umieszczane są znaki ostrzegawcze.



Ryc. 2.11. Ściana o wysokości 14 m chroniąca nisko położone części wybrzeża przed tsunami w Japonii

Źródło: <https://www.japantimes.co.jp/news/2017/03/11/national/22-new-seawalls-finished-areas-hit-2011-tsunami/#.XTCtXfZuJPY> (dostęp: 12.03.2019).

Szczególnie intensywnie zabezpieczane są wybrzeża w Japonii, gdzie niektóre ściany betonowe mają do 12–15 m wysokości. Zabezpieczenia te bywają czasem także krytykowane, ponieważ utrudniają prace rybakom, psują krajobraz i szkodzą turystyce. W niektórych miejscach budowane są falochrony spowalniające fale. Są to zwykle metalowe ściany leżące poziomo na ziemi, jednak w czasie pojawienia się tsunami, pod wpływem ciśnienia wody podnoszą się do pozycji pionowej o wysokości zwykle około 1 m i spowalniają prędkość fali uderzającej na wybrzeże.



### 3. PROCESY WULKANICZNE

Wiele obszarów na Ziemi zawdzięcza swoją budowę geologiczną, a także rzeźbę, wybuchom wulkanów w minionych erach geologicznych oraz w czasach współczesnych. Z naukowego punktu widzenia pod pojęciem „aktywny wulkan” należy rozumieć taki, który wybuchał chociaż raz w czasach historycznych, w ostatnim tysiącleciu i zostało to odnotowane w dokumentach (Ritchie i Gates 2001). Szacuje się, że kryterium to spełnia 500–600 wulkanów, z czego ponad połowa znajduje się na lądzie. Za wulkany drzemiące (czasowo uśpione) uznaje się te, które nie wybuchaly od kilku miesięcy do kilku tysięcy lat. Często po okresie długotrwałego uśpienia erupcja ma bardzo gwałtowny przebieg. Przykładem może być Pinatubo (Filipiny), którego erupcja nastąpiła w 1991 r. oraz Tungurahua (Ekwador) – wybuchał w 1773, 1886, 1913 i drzemał do 1999 r. Wulkany wygasłe, to takie, które nie wybuchaly w czasach historycznych. Zinventaryzowano kilka tysięcy nieaktywnych wulkanów na lądzie oraz kilkadziesiąt tysięcy pod wodą. Z gospodarczego punktu widzenia za poważne zagrożenie uznawane są wulkany aktywne współcześnie, czyli erupcje zachodzą obecnie, albo były aktywne w ostatnich 100 latach. Zdecydowanie inaczej jest w przypadku wulkanów, które ostatni raz wybuchaly ponad 200–300 lat temu. Z geologicznego punktu widzenia one uznawane są nadal za aktywne, ale ze względu na współczesne korzyści ekonomiczne dopuszcza się ich użytkowanie i zabudowywanie. Dobrze widać tutaj różne skale oceny procesu: geologiczną i skalę ludzkiego życia.

Każdego roku na Ziemi wybucha przeciętnie 40–60 wulkanów. W dziesięcioleciu aktywność wykazuje 160–200 wulkanów. Średni czas trwania aktywności wynosi zaledwie siedem tygodni, a dla 10% aktywność ogranicza się do jednego dnia. W końcu XX w. przez 30 lat ciąglą aktywność wykazywało 15 wulkanów (Karasiewicz 2006). Bezpośrednie zagrożenia ograniczają się do regionu wokół aktywnego wulkanu, jedynie pyły wulkaniczne mogą być transportowane na duże odległości. Wybuch może wystąpić nagle, z pewnym ostrzeżeniem lub bez niego. Erupcje wulkaniczne występują rzadziej niż trzęsienia ziemi czy powodzie, jednak mogą mieć znaczący krótkoterminowy wpływ na tereny zamieszkałe i gospodarkę. Ogólnie straty zmniejszają się wraz ze zwiększaniem się odległości od wulkanu. Można stwierdzić, że zagrożenie wynikające z wybuchu wulkanu jest bardziej zawężone przestrzennie niż trzęsienia ziemi i powodzie.

Pomimo dużego zagrożenia, jakie stanowią aktywne wulkany, ich bezpośrednie otoczenie jest zwykle gęsto zasiedlane, np. w Indonezji. Jest wiele powodów tego zjawiska, od gospodarczych po krajobrazowe. Do głównych z nich należą:



żyzne gleby, na których wszystko dobrze rośnie (od kawy po ryż), produkty wulkaniczne są przydatne jako surowce budowlane, szczególnie tufy (skonolidowany popiół wulkaniczny). Na ogół lawy i popioły wulkaniczne zawierają stosunkowo dużą ilość potasu i fosforu. Zwiększone zawartości tych pierwiastków powodują, że te same lawy i popioły, które podczas erupcji zniszczyły całe życie, budują później tereny o wyjątkowo żyznej glebie. Dlatego podnóża nawet czynnych współcześnie wulkanów, pomimo ciągłego zagrożenia, są zajęte przez ludność rolniczą, którą przyciągają wysokie plony. Piękno krajobrazów wulkanicznych doceniają nie tylko mieszkańcy, ale także turyści. Obszary geotermalne w sąsiedztwie wulkanów często są wykorzystywane do produkcji energii elektrycznej, zasilają miejskie systemy grzewcze, a także uzdrowiska i inne punkty rekreacyjne.

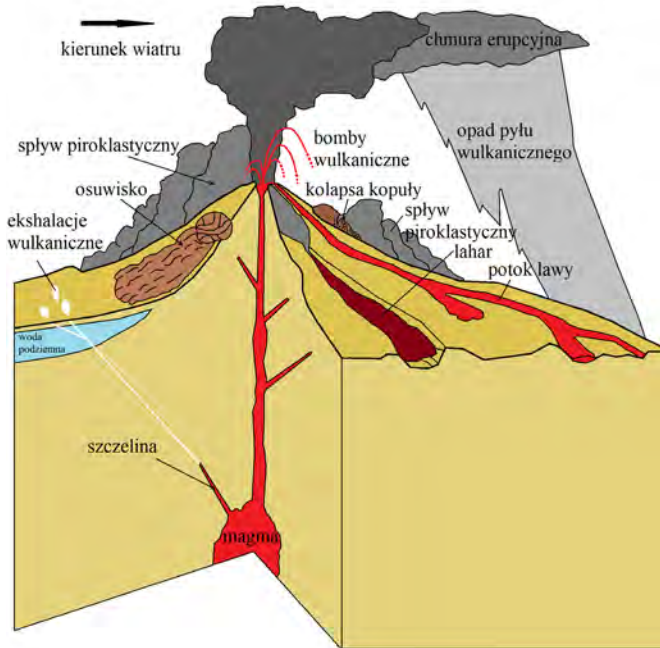
Ocenia się, że około 500 mln ludzi mieszka w pobliżu aktywnych wulkanów, czyli na terenach bezpośrednio narażonych na ryzyko erupcji (Tilling 2005). Na całym świecie 67 dużych miast (o populacji większej niż 100 tys.) położonych jest na historycznie aktywnym wulkanie lub blisko niego, w tym trzy światowe metropolie (Tokio obok Mount Fuji, Manila w sąsiedztwie wulkanu Taal i Meksyk u podnóża Popocatepetl). Całkowita populacja zagrożona w tych obszarach miejskich przekracza 116 mln osób (szacunki z 2007 r.). Rozrastające się obszary zurbanizowane u podnóża wulkanów przyczyniły się do badania skali zagrożenia w razie ich wybuchu. Rozwój miast w sąsiedztwie nie tylko współcześnie aktywnych wulkanów wymaga badania i monitorowania procesów geologicznych, oceny zagrożenia wulkanicznego dla planowania infrastruktury miejskiej, planowanie obrony cywilnej i zdrowia publicznego, a także polityki społecznej w celu przygotowania do reakcji na katastrofę.

### 3.1. Przebieg procesów wulkanicznych

Ze wszystkich naturalnych zagrożeń, to procesy wulkaniczne należą do najbardziej złożonych procesów przyrodniczych, a erupcje należą do najbardziej spektakularnych zjawisk geologicznych na Ziemi. W wyniku tych procesów na powierzchnię wydostają się znaczne objętości materiału pochodzącego z górnego płaszcza ziemskiego i z litosfery, z ogniska znajdującego się na głębokości kilku lub kilkunastu kilometrów. Sposoby wydobywania się materiału wulkanicznego na powierzchnię są różne, a i sam materiał jest zróżnicowany pod względem rodzaju, frakcji, składu mineralnego i chemicznego.

Podczas erupcji na powierzchnię ziemi wydobywają się produkty w stanie ciekłym (lawą), stałym (utwory piroklastyczne) i gazowym. Lawa, czyli stopiona krzemionka, minerały krzemianowe i tlenki metali, zawierająca także gazy, wypływająca z wulkanu dostarczana jest z komory magmowej (ryc. 3.1). Są różne poglądy na pochodzenie magmy, ale przyjmuje się generalnie, że po-

wstaje ona w płaszczu na głębokości 75–300 km (Bolt i in. 1975; Schmincke 2004). W zależności od procentowego udziału krzemionki lava dzielona jest na dwa typy: uboga w krzemionkę – bazaltowa (zasadowa) o temperaturze 1050–1200°C oraz bogata w krzemionkę – andezytowa (kwaśna) o niższej temperaturze 880–1130°C. Lava andezytowa jest 200–2000 razy bardziej lepka od lawy bazaltowej, ale bogatsza w gazy (Bolt i in. 1975; Blong 1984). Rodzaj lawy i sposób wydobywania się materiału wulkanicznego decydują o charakterze erupcji. Podczas erupcji gwałtownej (eksplozywnej), pod wpływem narastającego ciśnienia gazów, wulkan wyrzuca prawie wyłącznie materiały piroklastyczne wraz z produktami gazowymi. Jeżeli wydobywanie się produktów jest powolne (erupcja efuzywna), obok składników gazowych z wulkanu prawie wyłącznie wypływa lava o małej lepkości. Wulkanizm andezytowy jest bardziej eksplozywny niż bazaltowy.



Ryc. 3.1. Przekrój przez wulkan i główne procesy wulkaniczne

Źródło: na podstawie USGS 2000.

Wypływająca z krateru lava tworzy dłuższe lub krótsze potoki, zależnie od ilości i lepkości wylewającego się materiału (ryc. 3.1). Lawy kwaśne tworzą krótkie potoki lub krzepną w kopoluwałych formach, ponieważ duże tarcie

wewnętrzne stopu nie pozwala na swobodne płynięcie. Lawy zasadowe są ruchliwe, łatwo płynne, mogą rozchodzić się szeroko i daleko od wulkanu oraz tworzyć strumienie albo pokrywy. Długość poszczególnych potoków zmienia się od kilku metrów do wielu kilometrów. Z danych zebranych w czasach historycznych dotyczących 1000 spływów wynika, że średnia długość potoku lawy wynosiła 1,3 km (duża lepkość) i 4,1 km (mała lepkość lawy). Do dłuższych potoków lawy należały: strumień z wulkanu Skaptar (Islandia) w 1783 r. miał 60–80 km długości, a strumień z Mauna Loa (Hawaje) często osiągają 40–50 km długości. Szerokość potoku lawowego może przekraczać zwykle 1 km, a grubość na równinie dochodzi zwykle do 10–15 m, w miejscach, gdzie lawa przekracza doliny, może wzrastać do 20–50 m (Książkiewicz 1972). Zahamowana przez przeszkodę wolno płynąca lawa pod naporem dopływających mas z góry może tworzyć wielkie zwały lub formy przypominające piramidy.

Prędkość spływu lawy zależy do lepkości, nachylenia terenu i ilości materiału. Początkowo jest ona większa, a później w miarę krzepnięcia maleje. Lawa wydobywająca się z krateru ma ok. 1000°C i płynie z prędkością ponad 165 m/s, a im dalej od krateru tym płynie wolniej, kilka metrów na minutę, a nawet kilka metrów na dzień (Bryant 2005). Wyływ lawy z wulkanu trwa kilka godzin, czasem kilka albo kilkanaście dni. Zdarzają się także przypadki wyływu przez kilka miesięcy. Przy temperaturze 750°C lawa przestaje płynąć, a stygnąc, twardnieje na powierzchni i tworzy skorupę. Ekstremalnie gruba warstwa przez lata ma wyższą temperaturę. Potoki lawowe oziębiają się bardzo powoli, np. potok lawy utworzony w czasie wybuchu wulkanu Paricutin w Meksyku w 1944 r. dymił jeszcze w 1956 r. Większe potoki lawy dopiero po dziesiątkach lat są zupełnie zimne (Książkiewicz 1972).

Podczas gwałtownych typów erupcji wyrzucany jest materiał piroklastyczny (tefra), co jest związane z gwałtownym odgazowaniem wznoszącego się stropu magmowego i jego dekompresją w kanale wulkanicznym. Utwory piroklastyczne tworzą się wskutek rozpylania ciekłej lawy podczas wybuchu, okruchów wyrwanych z dawnych części stożka wulkanicznego i rozdrobnionych siłą wybuchu. Fontanny i bryły ciekłej lawy są wyrzucane na wysokość kilkudziesięciu, a nawet kilkuset metrów, np. przy wybuchu islandzkiego wulkanu Askja w 1961 r. sięgały wysokości 500 m. W zależności od siły wybuchu i rozmiaru wyrzucanych produktów, spadają one w różnej odległości od krateru. Grubszy materiał spada na ziemię wokół stożka wulkanicznego zwykle do 1–5 km (Prabaharan 2002). Jedyne popiół wulkaniczny (piasek o średnicy 0,1–2 mm i pył wulkaniczny <0,1 mm) może być przenoszony na większe odległości. Materiał piroklastyczny tworzy warstwę o miąższości od kilku metrów w bezpośrednim sąsiedztwie stożka do kilku cm w dalszej odległości. Pyły mogą być wyrzucone na wysokość 10–40 km i transportowane na duże dystanse (2500 km), a nawet okrążyć Ziemię. Spływy piroklastyczne mogą być spowodowane także grawitacyjnym zapadnięciem się stożka lub fragmentu stoku (ryc. 3.1).

Podczas wybuchów wulkanicznych tworzą się nieraz lahary, przypominające spływy błotne. Wybuchom towarzyszą często deszcze, ponieważ dostawa popiołów do powietrza sprzyja ochładzaniu i skraplaniu pary wodnej wydobywającej się z wulkanu w wielkich ilościach. Strumienie wody zmieszane z popiołami wulkanicznymi tworzą mieszaninę o dużej sile transportowej, która spływa zboczem wulkanu, tworząc języki nieraz wielokilometrowej długości. Spływ eroduje zbocze i dodatkowo porywa różne glazy, dlatego tworzy grube pokrywy w miejscu akumulacji.

Lawiny wulkaniczne powstają przez wysadzenie i rozdrobnienie skał stożka utworzonych podczas wcześniejszych erupcji, a następnie ich transport w dół stoku.

Z wulkanu wydobywają się także gazy, głównie para wodna, dwutlenek i tlenek węgla, chlor, wodór oraz związki siarki (dwutlenek siarki i siarkowodór). Czasem chmury zawierają aż 20–30% dwutlenku węgla. Podczas niektórych erupcji stwierdzano występowanie argonu, chlorowodoru czy amoniaku. Emisję gazów bez udziału innego materiału określa się jako ekshalacje wulkaniczne i w zależności od temperatury wyróżniane są mofety (poniżej 100°C), solfatary (100–200°C) i fumarole (200–800°C).

Strome stoki wulkanów są mało stabilne, dlatego powszechne są osunięcia blokowe lawy w ich obrębie. Ruchy mas skalnych są dodatkowo ułatwione ich szybkim pękaniem podczas ochładzania. Wywołuje to lawiny kamienne.

### 3.2. Geneza i występowanie wulkanów

Wulkanizm towarzyszy ewolucji Ziemi od jej zarania, a efekty szczególnie wielkich wylewów lawy są widoczne w krajobrazie nawet po upływie 100 mln lat. Rozmieszczenie zjawisk wulkanicznych na Ziemi jest ściśle związane z globalną tektoniką (Czechowski 1994; Andel 1997). Niektóre wulkany są stale aktywne (np. Stromboli, Kilauea, Nyiragongo), a inne wybuchają w odstępach wynoszących kilka miesięcy, kilka, kilkanaście, a nawet kilkaset lat. Obecnie na kontynentach i wyspach znajduje się około 500–600 aktywnych wulkanów (wybuchają w ostatnim tysiącleciu), które występują w trzech sytuacjach: w strefach subdukcji płyt litosfery, w strefach spreadingu w obrębie grzbietów śródoceanicznych oraz wewnątrz płyt litosfery i związane są z plamami gorąca tzw. *hot spots*.

W strefach subdukcji występują zbieżne granice płyt litosfery – przy czym litosfera oceaniczna pogrąża się w gorącą astenosferę, a topniejąc, tworzy magmę. Wulkanizm ma tu charakter kwaśny (lawy typu andezytowego), często eksplozywny. Wulkany położone w strefie subdukcji produkują tylko 10–13% magmy docierającej do powierzchni ziemi, ale są odpowiedzialne za 84% znanych erupcji i aż 88% erupcji katastrofalnych (Bryant 2005). Zdecydowanie najwięcej czynnych wulkanów lądowych występuje w tzw. pierścieniu ognia,

rozszerzającym się wokół Oceanu Spokojnego – ponad 90% czynnych wulkanów lądowych na Ziemi (Coates 1985). W tej strefie położona jest Indonezja, która należy do krajów o największej liczbie czynnych wulkanów (132 wulkany), które stanowią około 30% wszystkich czynnych wulkanów na świecie (Nihayatul i in. 2017). Między 1600 a 1982 r. aż 67% wszystkich znanych śmiertelnych skutków wybuchów odnotowano właśnie w Indonezji. Ponad 20 krajów leżących na obrzeżach Pacyfiku jest narażone na bezpośrednie niebezpieczeństwo związane z działalnością wulkaniczną oraz tsunami powstającym w czasie podmorskich erupcji wulkanicznych.

Wulkanizm występuje także w strefie spreadingu, gdzie znaczne objętości skał wulkanicznych wydobywają się na powierzchnię z otwierających się szczelin ryftowych. Granice rozbieżne przebiegają głównie pod oceanami, a wulkanizm ma charakter podmorski. Na niektórych odcinkach wzdłuż ryftów oceanicznych występują wyspy, znane ze zjawisk wulkanicznych, np. na Islandii znajduje się ok. 140 wulkanów, z czego 50 było aktywnych w czasach historycznych, a 26 czynnych jest obecnie i stanowią one 29% powierzchni wyspy. Część ryftów ma charakter kontynentalny, np. Wielki Rów Wschodnioafrykański. Na granicach rozbieżnych dominują lawy zasadowe, bazaltowe. W obrębie Ziemi rozmieszczone są także nieregularnie „plamy gorąca”, a Hawaje słynące z aktywnych wulkanów położone są na jednej z nich.

Żadna forma działalności człowieka nie ma wpływu na inicjowanie czy ograniczenie skali erupcji wulkanicznej. Są to procesy endogeniczne, czyli uwarunkowane ciepłem wnętrza Ziemi i ruchem materii ziemskiej związanej z cyrkulacją ciepła. W obszarach wulkanicznych znajduje ujście olbrzymia energia zgromadzona we wnętrzu Ziemi.

### **3.3. Główne rodzaje zagrożenia wulkanicznego dla obszarów zurbanizowanych**

Procesy wulkaniczne zagrażają człowiekowi w sposób bezpośredni, co jest związane z położeniem zabudowanych obszarów w sąsiedztwie wulkanu i pośredni, co łączy się z procesami, które zapoczątkował wybuch wulkanu, np. wpływ na warunki meteorologiczne i głód (tab. 3.1). Ocenia się, że od początku XVIII do końca XX w. w wyniku wybuchów wulkanów mogło zginąć 250 tys. ludzi, a w samym XX w. ponad 100 tys. (Tanguy i in. 1998). Większość zgonów związana była jednak z pośrednimi skutkami erupcji, głównie z głodem i epidemiami chorób (30%), następnie odpowiedzialny był spływ piroklastyczny (27%), lahary (17%) i tsunami związane z wybuchem wulkanów (17%). Ofiar procesów wulkanicznych było mało w porównaniu z powodziami i trzęsieniami ziemi. Jednak obecnie potencjalnych ofiar może być więcej, ponieważ występuje większa koncentracja ludności wokół wulkanów. Zwykle zagrożenie wulkanicz-



ne dotyczy małych powierzchni (<100 km<sup>2</sup>) wokół stożka wulkanicznego i wąskich terenów wzdłuż sieci drenażu wód opadowych. Zagrożenie jest ograniczone do strefy 10–40 km od brzegów krateru, nie dotyczy to jednak opadów pyłów i aerozoli oraz długich laharów – ich zasięg może być zdecydowanie większy. Siła oddziaływania erupcji wulkanicznych na życie ludzi zależy bardziej od bliskości dużych skupisk miejskich aniżeli od siły wybuchu. Ogromny wybuch wulkanu Góra św. Heleny w USA w 1980 r. spowodował zniszczenie jej wierzchołka o wysokości 400 m, a zginęło zaledwie 57 osób (Mullineaux 1981), ponieważ wulkan jest położony w rzadko zamieszkałych okolicach, a ponadto zorganizowano akcję ewakuacyjną. Z kolei wybuch Wezuwiusza we Włoszech w 79 r., choć był stosunkowo niewielki, to jednak zupełnie zniszczył trzy pobliskie miasta, grzebiąc tysiące ludzi (Sigurdsson i in. 1985).

Tabela 3.1. Główne rodzaje bezpośredniego i pośredniego zagrożenia wulkanicznego dla człowieka

Rodzaj zagrożenia i jego frekwencja*	Charakterystyka zagrożenia	Przykłady erupcji: nazwa wulkanu i rok erupcji
<b>Bezpośrednie zagrożenie</b>		
Opady tefry (BC*), bombardowanie (P)	Możliwy zasięg 1000 km i więcej z wiatrem; możliwe powstanie ciemności; większe opady deszczu; rozżarzone bomby zapalające różne materiały	Wezuwiusz (Włochy) 1631, 1906 Soufrière (Saint-Vincent) 1812
Splawy piroklastyczne (BC)	Mały spływ 5–10 m w dół po płaskich powierzchniach, duże splawy 50–100 km, wielkie splawy piętrzące się na przeszkodach; niszczenie wszystkich konstrukcji	Wezuwiusz 79, Soufrière 1812 Mount Pelée (Martynika) 1902 Santa Maria (Gwatemala) 1902 Aguanu (Indonezja) 1963 St Helens (USA) 1980 Pinatubo (Filipiny) 1991 Unzen (Japonia) 1991–1995 Chances Peak (Montserrat) 1995
Lahary, splawy gruzowe (BC)	Prędkość może przewyższać 10 m/s, szybka agardacja, nacięcie lub boczna migracja; zagrożenie może być kontynuowane przez miesiące lub lata po erupcji	Wezuwiusz 79, Mount Pelée 1902 Mt Kelud (Indonezja) 1919 Usu (Japonia) 1977 El Chichon (Meksyk) 1982 Nevado del Ruiz (Kolumbia) 1985 Pinatubo 1991



Tabela 3.1. cd.

Rodzaj zagrożenia i jego frekwencja*	Charakterystyka zagrożenia	Przykłady erupcji: nazwa wulkanu i rok erupcji
Spływ lawy (C), rozwój kopuły (R)	Zagrzebanie albo przygniecenie przedmiotów spotkanych na drodze; szkodliwe dymy z dalszej erupcji	Etna (Włochy) 1669 Kilauea (Hawaje) 1935, 1960, 1983 Merapi (Indonezja) 1994 Montserrat 1995 Nyiragongo (Kongo) 2002
Powódź typu jökulhlaup (P)	Może wystąpić bez ostrzeżenia	Laki (Islandia) 1783–1784 Grimsvötn (Islandia) 1996
Zapadnięcie się stożka lub stoku: spływ lawinowy (P), źródła freatyczne (R)	Lokalna prędkość do 100 m/s, utworzenie kaldeiry, powstawanie tsunami na wybrzeżu morskim	Mount St. Helens (USA) 1980 Ontake (Japonia) 1984
Inne procesy erupcyjne: freatyczne eksplozje (BC), gazy wulkaniczne i kwaśne deszcze (BC)	Uszkodzenia ograniczone do proksymalnego obszaru, ale mogą być śmiertelne, żrące, niskie pH w wodzie, gromadzenie CO <sub>2</sub> w zagłębieniach	Katmai (Alaska) 1912 Soufrière (Gwadelupa) 1976 Dieng (Indonezja) 1979
<b>Pośrednie zagrożenia</b>		
Trzęsienia ziemi i deformacje gruntu (C)	Ograniczony zasięg, osiadanie może objąć setki km <sup>2</sup>	Sakurajima (Japonia) 1914 Usu 2000
Tsunami (R)	Mogą wędrować na dalekie dystanse, tsunami do 30 m wysokości	Krakatau (Indonezja) 1883
Drugorzędny spływ gruzowy (BC)	Kontynuacja przez wiele lat	Santa Maria (Gwatemala) 1902–1924
Erozja posterupcyjna i sedymentacja (C)	Przez lata po wybuchu	Pinatubo 1991–2000
Wpływ na atmosferę – zapylenie, ochłodzenie, opady, zaciemnienie (P)	Ograniczony zasięg	Mayon (Filipiny) 1814 Agung (Indonezja) 1960
Poerupcyjny głód i choroby (R)	Ograniczony zasięg w obecnych czasach	Laki (Islandia) 1783–1784

\* Historyczna frekwencja zniszczeń albo skutków śmiertelnych: BC – bardzo często, C – często, P – powszechnie, R – rzadko, BR – bardzo rzadko.

Źródło: na podstawie źródeł cytowanych w tekście rozdziału; *List of Volcanic Eruptions by Death Toll*; Książkiewicz 1972.

Zagrożenie bezpośrednio dla obszarów zurbanizowanych może generować każda forma transportu i akumulacji materiału wulkanicznego, ale ma ona inną siłę i częstotliwość występowania.

### 3.3.1. Spływy piroklastyczne i lahary

Niektóre wulkany w czasie eksplozji wyrzucają w powietrze tefrę, czyli różnej wielkości bomby wulkaniczne, bloki, piasek i popiół (oprócz gazu). Bloki największe, o wadze tony, wyrzucane są na około 0,3 km, okruchy o ciężarze kilograma do 3–6 km, a najdrobniejsze pyły nawet na odległość 100 km. Materiał najgrubszy spada blisko stożka, a inne produkty mogą być transportowane przez wiatr na różne odległości w zależności od ciężaru. Im bliżej stożka, tym nagromadzenie tefry jest większe. Materiał piroklastyczny tworzy warstwę o miąższości od kilku metrów w bezpośrednim sąsiedztwie stożka, do kilku cm w dalszej odległości. Podczas wybuchu wulkan Katmai (Alaska) w 1992 r. po 6 godzinach warstwa popiołów miała 120 cm miąższości w odległości 15 km od krateru, a 2–3 cm w odległości 300 km. Bliżej wulkanu ważna jest siła uderzeń okruchów oraz ich temperatura. Spadające rozżarzone cząstki mogą spowodować pożar roślinności i budynków do kilku km od krateru. Materiał deponowany jest w postaci warstwy na polach, dachach budynków, drogach i pojazdach mechanicznych. Tefra może zagrażać życiu mieszkańców i być przyczyną zniszczeń lub uszkodzeń nieruchomości nawet przy znacznych odległościach od wulkanu. Ciężar warstwy popiołu może doprowadzić do zarwania dachów i strat wśród ludzi. W 1991 r. podczas erupcji Pinatubo na skutek zarwania dachów pod ciężarem popiołów zginęło ponad 300 osób poza strefą ewakuacji ludności, która objęła obszar o promieniu 30–40 km. Dodatkowo w czasie powszechnych po erupcji opadach deszczu popiół na dachach może stać się zbity, a mokry popiół o miąższości 15 cm może mieć ciężar  $200 \text{ kg/m}^2$  (Thouret 2014). Po ustaniu erupcji popiół jest sprzątnany z dachów i całego miasta. Zdarzały się jednak przypadki zasypania miasta tak grubą warstwą, że zostało one opuszczane, np. część miasta Plymouth na wyspie Montserrat w archipelagu Wyspach Karaibskich w 1995 r. w ciągu kilku godzin została przykryta warstwą popiołu o miąższości ponad 3 m (Pearce 2007). Po piroklastycznym wybuchu Krakatau w 1883 r. w Dżakarcie pył wulkaniczny opadał przez trzy dni, a na ulicach przez cały dzień palono światło.

Opadająca na powierzchnię drogi szklista tefra stwarza bardzo złe warunki. Pył wulkaniczny w atmosferze nawet wiele setek kilometrów od stożka może zagrażać i paraliżować transport lotniczy. Wielokrotnie opisywano straty w lotniczym transporcie towarowym, ale także w pasażerskim. Wybuch wulkanu Galunggung na Jawie w 1982 r. dostarczył do atmosfery pyły, które były przyczyną wielu problemów. W samolocie pasażerskim będącym na wysokości 11300 m w chmurze pyłu wulkanicznego wyłączyły się cztery silniki, samolot opadł na wysokość 7300 m, nim pilot ponownie uruchomił trzy z nich (Prabakaran 2002).

W kwietniu 2010 r. na wiele dni zamknięto 60% przestrzeni lotniczej nad Europą z powodu pyłów wulkanicznych wyrzuconych przez wulkan Eyjafjallajökull na Islandii. Dnia 18 kwietnia w Europie odbyły się tylko 4 tys. lotów, zamiast zaplanowanych 25 tys. Straty linii lotniczych sięgały 200 mln dolarów dziennie (*Linie lotnicze tracą...*).

Największym zagrożeniem powodującym nie tylko starty materialne, ale i śmierć ludzi, jest spływ piroklastyczny, który jest mieszaniną gorących i suchych fragmentów (pyły, piaski itp.) oraz gazów, a spływa obniżeniami topograficznymi i dolinami z ogromną prędkością (ryc. 3.2). Zjawiska te są bardzo mobilne, a ich prędkość jest większa od 10 m/s, a czasami dochodzi do 100 m/s (Allen 2000; Thouret 2014). Często jest to wiatr miotający popiołem i kawałkami pumeksu o temperaturze 300–800°C, a czasem więcej (chmury żarowe), stanowiący ogromne zagrożenie dla zamieszkałej w rejonie wulkanu ludności. Spływ piroklastyczny z powodu dużej masy i prędkości, wysokiej temperatury, zawartości gazu i ogromnej ruchliwości jest najbardziej śmiertelnością spośród zagrożeń związanych z wybuchem wulkanu. Powoduje uduszenie, pogrzebanie, spopielenie i fizyczne zniszczenie poprzez uderzenie. Popiół wulkaniczny (wielkość 10–50  $\mu\text{m}$ , właściwie czysta krzemionka) jest wdychany przez ludzi, a wilgotny w płucach utrudnia oddychanie i prowadzi do śmierci. Powierzchnia oddziaływania tego procesu wulkanicznego jest ograniczona do kilku kilometrów od źródła.



Ryc. 3.2. Spływ piroklastyczny z wulkanu Soufrière na wyspie Montserrat

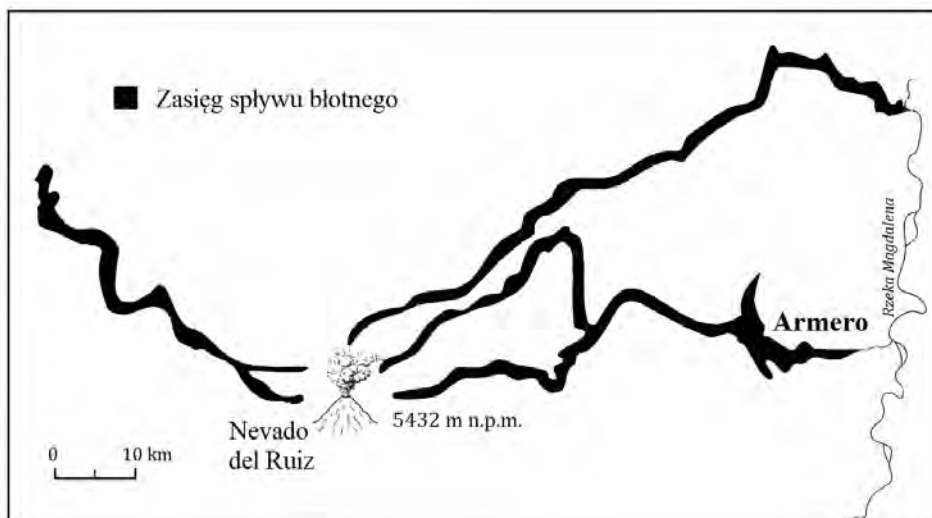
Źródło: <https://earthquake-raport.com/2018/07/07/volcano-news-archive-nr-22/> (dostęp: 11.12.2019).

Katastrofalny był skutek wybuchu wulkanu Montagne Pelée na Martynice w 1902 r., który rozsadził krater, a gorąca chmura składająca się z gazów, bloków i unoszonych popiołów stoczyła się na miasto Saint-Pierre oddalone o 3 km, powodując śmierć przez uduszenie gorącym pyłem i gazami 26–29 tys. mieszkańców w ciągu 2 minut. Temperatura chmury w momencie osiągnięcia miasta wynosiła 1075°C, czyli powodowała topnienie się złotych monet i szklanych butelek (650–700°C). Prędkość staczającej się chmury wynosiła około 60 km/godz. (Książkiewicz 1972; Bryant 2005). Ściany budynków zawaliły się, a 18 statków w porcie zostało zatopionych. Pod wpływem gorącego poddmuchu eksplodowały destylatory rumu. Pył pokrył miasto warstwą o miąższości od 30 cm do 4 m. Dodatkowo szczeliny otwarte na stoku wulkanu dostarczały do rzeki wrzące błoto, które spłynęło na miasto jako lahar i dopełniło zniszczenia.

Także w Japonii wielu ludzi straciło życie w wyniku niebezpiecznych spływów piroklastycznych. W ostatnich latach największe zagrożenie stworzył wulkan Unzen, który wybuchł w 1989 r. po 197 latach uśpienia. Początkowo z krateru wypływała lava tworząca kopułę i wydobywał się popiół wulkaniczny. Po zapadnięciu kopuły powstał gorący spływ piroklastyczny, który rozprzestrzenił się zgodnie z topografią z maksymalną prędkością 100 m/s. W 1991 r. spływ osiągnął 5 km i zabił 43 osoby (Nakada 2000).

Jeszcze innego rodzaju zagrożenie występuje w przypadku, gdy materiał piroklastyczny jest przepojony wodą i spływa po stoku – powstają wtedy spływy zwane laharami. Mogą one wystąpić w czasie erupcji (pierwotne) oraz kilka lat później (wtórne). Wyrzucane do atmosfery przez wulkan pyły i popioły stają się jądrami kondensacji i sprzyjają opadom deszczu. Spływy popiołów przepojonych wodą nazywane są także spływami błotnymi, a jeżeli wśród transportowanego materiału jest dużo grubszych utworów z podłoża, to spływ nosi nazwę gruzowego. Duże lahary zwykle osiągają prędkości przekraczające 20 m/s w dolnych częściach zbocza wulkanu i mogą utrzymywać prędkości przekraczające 10 m/s przez ponad 50 km od ich źródła, gdy są ograniczone do wąskich kanionów. Taki spływ niszczy wszystko na swojej drodze. Dlatego lahary są bardzo śmiertelne i bardziej dewastujące niż spływy piroklastyczne. Występują częściej i przez dłuższy czas niż spływy piroklastyczne. Płyną dalej w dół stoku pod wpływem opadów w gęsto zaludnione obszary. Niszczycielska natura laharów wynika z ich prędkości, zasięgu i składu oraz z trudności w przewidywaniu wystąpienia (w przypadku braku systemów ostrzegania).

Przykładem niszczącej siły laharu są losy miasteczka Armero w Kolumbii położonego w odległości 50 km od wulkanu Nevado del Ruiz (ryc. 3.3). Po wybuchu wulkanu 13 listopada 1985 r. powstał spływ błotny o miąższości 40 m, który przemierzał się doliną, spadł na miasto i spowodował śmierć 23 tys. ludzi (Easterbrook 1993). Ludzie zostali zgnieceni przez głązy, gruz i utonęli w błocie. Prędkość mas osiągnęła 40 km/godz., a zasięg laharu wyniósł 104 km. Źródłami wody w spływie były opady deszczu oraz wody z topniejącego lodowca na wierzchołku wulkanu.



Ryc. 3.3. Zasięg splywu błotnego – laharu z wulkanu Nevado del Ruiz (Kolumbia) 13 listopada 1985 r., który spowodował zagładę miasteczka Armero

Źródło: na podstawie Easterbrook 1993.

Bardzo mocno ucierpiało także miasto Plymouth położone u podnóża wulkanu w południowej części wyspy Montserrat (Druitt i Kokelaar 2002). W 1995 r. zostało ono zasypane popiołem wulkanicznym, a w 1997 r. kolejna erupcja spowodowała zejście laharu, który pogrzebał miasto (ryc. 3.4). Przed wybuchem wulkanu w 1995 r. wyspa była zamieszkiwana przez 13 tys. ludzi, z których większość mieszkała właśnie w Plymouth. Obecnie na wyspie mieszka tylko 4 tys. osób, ale w północnej części. Południowa część, wraz z pogrzebanym miastem, nie jest użytkowana ze względu na dalsze przewidywane erupcje (Pearce 2007).

Lahary mogą powstawać także długo po erupcji, wskutek np. trzęsienia ziemi, wylania się wody z krateru zbudowanego z materiałów piroklastycznych lub w wyniku silnych opadów deszczu – takie splywy nazywane są laharami wtórnymi. Przepojony wodą materiał jest bardzo niestabilny i może przemieszczać się w dół stoku jako splywy błotne, które dodatkowo zabierają luźny materiał ze swojej drogi. Tego typu lahar rozwinął się po erupcji Pinatubo na Filipinach w 1991 r., uczynił ponad 50 tys. osób bezdomnymi, sparaliżował życie 1,4 mln ludzi w 39 miasteczkach i czterech dużych miastach na powierzchni 1000 km<sup>2</sup>. Erupcja była jedną z największych w XX w., a spowodowała zapadnięcie się wierzchołka do 2,5 km kaldery. Splyw piroklastyczny przekroczył objętość 5–6 km<sup>3</sup>, sięgnął 16 km od wulkanu i zajął powierzchnię 400 km<sup>2</sup> (*Eruption of Mount Pinatubo in the Philippines in June 1991*). Bezpośrednią przyczyną laharu był tajfun, który przeszedł ponad wulkanem i ogromne opady deszczu. Najpierw wiatr roz-



rzucił tefrę o miąższości 10–33 cm na powierzchni 2000 km<sup>2</sup>, następnie deszcz namoczył popiół i zniszczył wiele budynków. Ulewa przemieniła spływ piroklastyczny w ogromne lahary. Powstawały one przez cały okres monsunowy i pogrzebały miasta oraz tereny rolnicze pod 5–30 m warstwą popiołu, zniszczyły mosty i drogi. Typowy lahar miał 2–3 m głębokości i 20–50 m szerokości. Składał się w 50% z popiołów i poruszał się z prędkością 4–8 m/s. Kilka laharów osiągnęło prędkość 11 m/s (Newhall i Punongbayan 1996). Także następny monsun był przyczyną laharów, ale już na mniejszą skalę. Z kolei huragan w Nikaragui był przyczyną wtórnego laharu w 1998 r., który spowodował śmierć 2,5 tys. ludzi (Scott i in. 2005).



Ryc. 3.4. Fragment miasta Plymouth pogrzebany pod osadami laharu w 1997 r.

Źródło: <https://leganerd.com/2011/04/07/plymouth-monserrat-foto-dalla-zona-proibit/> (dostęp: 12.12.2018).

Często początkiem nieszczęścia jest spływ piroklastyczny, a potem lahar. Tak było w przypadku wybuchu Wezuwiusza we Włoszech w 79 r., który wyrzucił ogromne ilości pyłów. Wybuch wulkanu przyczynił się do zniszczenia miast: Pompeje, Herkulanum i Stabiae, położonych u jego podnóża (w odległości 5 km od szczytu). Pompeje przykryła kilkumetrowa warstwa popiołów (miasto odkopywano od 1748 r.). Na Herkulanum najpierw spadł spływ piroklastyczny z prędkością 60 km/godz. i spowodował śmierć mieszkańców poprzez uduszenie. Kolejne erupcje wulkaniczne spowodowały powstanie laharu – fali błota



o miąższości 20 m. Deszcz nawalny, który wystąpił po wybuchu, przemienił popiół w rzadkie błoto. Ciekło ono potokami po stokach góry i zalało całą okolicę Wezuwiusza. Dodatkowo wody gruntowe zmieszały się z pyłem. Dla Herkulanum i Stabiae najgroźniejsze były lahary (Blong 1984). Pył pokrył bogatą rolniczą krainę i trzy miasta, które zostały zapomniane na wiele wieków. W miejscu dawnego Herkulanum powstały w późniejszych czasach miasta Resina i Portici. Wezuwiusz wybuchał periodycznie aż do naszych czasów. Gdyby wybuch o sile z 79 r. zdarzył się teraz, to zagrożonych byłoby 1,5 mln osób.

Także współcześnie miały miejsce przypadki, w których spływ piroklastyczny poprzedził wystąpienie lahary, który ma większy zasięg i zazwyczaj przyczynia się do poważnych strat ekonomicznych. Przykładem może być wulkan Unzen w Japonii (zachodnia część wyspy Kiusiu), gdzie po erupcji najpierw wystąpiły spływy piroklastyczne zamieniające się pod wpływem deszczu w lahary. W tym przypadku opad deszczu powyżej 30 mm/godz. (200 mm na dobę) spowodowany był tajfunem. Spływająca woda erodowała powierzchnię zbudowaną z drobnego popiołu i transportowała w dół stoku. Spływ błotny miał długość 5–7 km, aż do ujścia rzeki. W ciągu 5 lat aktywności (1991–1996) życie straciły 44 osoby, spłonęło 819 domów, zniszczonych zostało 1695 domów, zalana została powierzchnia 1,95 km<sup>2</sup>. W 1991 r. ewakuowano 11 tys. osób, a w 1996 r. nadal poza miejscem zamieszkania przebywało 912 osób (Iwamoto 2002).

W XX w. wystąpiło wiele laharów, które były przyczyną śmierci ludzi. Najtragiczniejsze zdarzenia miały miejsce w Ameryce Środkowej i Południowej oraz w Indonezji (tab. 3.2).

Tabela 3.2. Największe katastrofy związane z wybuchem wulkanów i wystąpieniem laharów w XX w.

Nazwa wulkanu	Rok erupcji	Liczba ofiar śmiertelnych
Santa Maria (Gwatemala)	1902	6000
Soufrière (Saint Vincent)	1902	1700
Mount Pelée (Martynika)	1902	28 000–30 000
Mount Kelud Indonezja	1919	5100
Lamington (Papua Nowa Gwinea)	1951	3000
Mount Agung (Indonezja)	1963	1500
El Chichón (Meksyk)	1982	3500
Nevado del Ruiz (Kolumbia)	1985	24 000
Pinatubo (Filipiny)	1991	840

Źródło: na podstawie *List of Volcanic Eruptions by Death Toll*.

Do miast, które potencjalnie mogą być zagrożone sływami piroklastycznymi i laharami, należą: Neapol (Włochy), Arequipa (Peru), Legazpi (Filipiny), Shimabara (Japonia), Pietropawłowski Kamczacki (Rosja). Neapol położony jest w pobliżu pól wulkanicznych Campi Flegrei i Wezuwiusza (Baxter i in. 2008). Po gwałtownym wybuchu sływ piroklastyczny mógłby dotrzeć do miasta w 6 minut. Jednak wiatr południowo-zachodni mógłby nieco odsunąć sływ od miasta. Z kolei Arequipa rozbudowała się na stożku zbudowanym z osadów laharu powstałego w XV w. Miasto położone jest na linii aktywnego uskoku, około 3 km od podnóża potężnego wulkanu. Miasto Legazpi położone jest w cieniu aktywnego wulkanu Mayon i także największe zagrożenie może przynieść sływ piroklastyczny. W sąsiedztwie tego wulkanu mieszka ok. 900 tys. ludzi. Miasto Shimabara w południowej części wyspy Kiusiu położone jest 40 km od aktywnego wulkanu Unzen, a zagrożeniem może być sływ piroklastyczny lub gorący lahar. Pietropawłowski Kamczacki jest nieustannie zagrożony przez sływ popiołów z wulkanu Kluczevska Sopka.

### 3.3.2. Sływ lawy

Sływ lawy w najmniejszym stopniu zagraża życiu ludzi, chociaż może powodować ogromne straty materialne. W zależności od rodzaju lawy długość potoku jest różna, ale na ogół niewielka. Z badań sływów lawy w czasach historycznych wynika, że średnia długość jezora lawy o małej lepkości wynosiła 4,1 km, a o dużej lepkości tylko 1,3 km (Bryant 2005). Prawdopodobieństwo, że sływ lawy dla pojedynczego wulkanu przekroczy 11 km (duża lepkość) i 45 km (mała lepkość) wynosi jedynie 1%. Takie krótkie sływy zwykle nie zagrażają dużym miastom, a jedynie osadnictwu wiejskiemu. Około 60 sływów lawy powoduje w ciągu 100 lat większe straty ekonomiczne i społeczne. Jest to spowodowane dużą gęstością zaludnienia obszarów z żyznymi wulkanicznymi glebami.

Lawa generalnie dostosowuje się do topografii terenu, sływa po stokach wzniesień i dopływa do dolin. Może płynąć szybko, ok. 65 km/godz. po stoku, ale zwykle sływa wolniej 3 m/godz., a nawet 3 m na dobę (Kusky 2008). Ludność ma czas na ewakuację. Płynąca, rozżarzona lava (800–1150°C) niszczy jednak grunty uprawne, drzewa, drogi, farmy i budynki oraz wzniesia pożary.

Można wskazać wiele przypadków, gdy lava zajmowała i niszczyła gęsto zaludnione obszary lub nawet miasta. Katania na Sycylii położona w sąsiedztwie wulkanu Etna doświadcza co pewien czas dużego zagrożenia, ponieważ lava jest bardzo płynna. Miasto było pokryte lawą podczas sływów w 1169 i 1185 r. Jedną z najbardziej dramatycznych erupcji miała miejsce w 1669 r., lava pokonała wówczas 25 km i dopłynęła do murów Katanii, spiętrzyła się, przelała przez mury o wysokości 20 m i przykryła znaczną część miasta. W 1928 r. miasto Mascali zostało zniszczone także przez lawę z Etny (Bryant 2005). Wpływ lawy następował także w 1979 i 2018 r., ale Katanii nie zagrażał.

Lawa z wulkanu Paricutin w Meksyku w latach 1943–1946 pogrzebała 2400 ha lasów i pól oraz całkowicie przykryła warstwą o miąższości 15 m miasteczko San Juan Parangaricutiro oddalone o 5 km od głównego krateru. Jedynym śladem po miejscowości jest wystająca ponad powierzchnię zastygłej lawy wieża kościelna (*San Juan Parangaricutiro – Church Buried...*). Sam wulkan wyrósł w 1943 roku na polu kukurydzy i przez rok z niewielkiego otworu zamienił się w żuźlowy stożek o wysokości 325 m (Książkiewicz 1972).

W Afryce poważne zagrożenie sływem lawy związane jest z działalnością wulkanu Nyiragongo w Kongo, położonego na granicy płyt litosfery. W 1977 r. podczas ekstremalnie szybkiego sływu lawy (97 km/godz.) zmarło ponad 600 osób (*The Most Dangerous Volcano in the World*). W 2002 r. znowu lava spłynęła po stoku wulkanu do miasta Goma, położonego 18 km od krateru. Dodatkowo w mieście utworzyły się szczeliny o długości 1,1 km i szerokości 6,5 m, z których także wypływała lava. Aż 90% powierzchni miasta zostało przykryte warstwą o miąższości 1,5 m (ryc. 3.5), co zmusiło do ucieczki 500 tys. mieszkańców. Śmierć poniosło 100 osób. Zniszczone zostało 12 tys. budynków (Earth Observatory NASA). Lava z wulkanu Nyiragongo jest niebezpieczna, ponieważ sływa szybko, nawet do 100 km/godz.



Ryc. 3.5. Miasto Goma przykryte warstwą lawy o miąższości 1,5 m w 2002 r.

Źródło: [danielafrique.canalblog.com/albums/rwanda/photos/10890815-goma\\_frontiere\\_du\\_rwanda\\_coulee\\_de\\_lave.html](http://danielafrique.canalblog.com/albums/rwanda/photos/10890815-goma_frontiere_du_rwanda_coulee_de_lave.html) (dostęp: 11.12.2018).

Lawa z wulkanów w Indonezji także może być zagrożeniem dla obszarów zurbanizowanych, np. dla miasta Yogyakarta (400 tys. mieszkańców) położonego ok. 35 km od aktywnego wulkanu Merapi. Jeden z potoków lawy może osiągnąć do granic tego miasta (*Merapi 2010*).

Na Hawajach są wulkany tarczowe (mało widoczne w krajobrazie, ze stożkami pasożytniczymi), produkujące głównie lawę, natomiast materiał piroklastyczny odgrywa rolę marginalną. Lawa jest zasadowa, mało lepka, dlatego przemieszcza się na znaczne odległości i często jest zagrożeniem dla zabudowy i infrastruktury. Częste erupcje z Mauna Loa i Kilauea pokrywają obszary rolnicze, niszczą małe wsie położone wokół stożków i kilka razy zagrażały miastu Hilo. Trzy razy, w 1855, 1880 i 1935 r., lawa z Mauna Loa pokryła grunty znajdujący się obecnie w granicach miasta, a w 1984 r. jezor lawy przepłynął w odległości około 7 km od miasta (Hays 1981a; Bryant 2005). Prędkość, z jaką płynie lawa na Hawajach, oceniana jest na 1–10 km na godzinę, czyli zdecydowanie wolniej niż z Nyiragongo w Kongo (Earth Observatory NASA). Z tego względu spływ lawy na Hawajach jak ogromną atrakcją turystyczną.

### **3.4. Przewidywanie erupcji i próby ograniczenia ich negatywnych skutków**

W niektórych obszarach procesy wulkaniczne są zagrożeniem dla życia ludzi i mogą powodować duże straty materialne, dlatego bardzo ważne jest przewidywanie erupcji, jej charakteru i zasięgu szkód. Podejmowane są różne przedsięwzięcia w celu zmniejszenia potencjalnych strat (Loughlin i in. 2015).

Straty spowodowane wybuchem wulkanu można zmniejszyć na kilka sposobów (Warrick 1979). Należą do nich: wykorzystanie wiedzy o przeszłej aktywności erupcyjnej wulkanu, aby zdefiniować potencjalne rodzaje, skale, lokalizacje, zakres, skutki i dotkliwość erupcji w przyszłości i określić strefy zagrożenia; ustanowienie systemów monitorowania w celu przewidzenia zbliżającej się erupcji i ostrzeżenia ludności; gotowość podjęcia ewakuacji i pomocy w sytuacjach awaryjnych; ocena ryzyka i zagospodarowanie terenu w zależności od skali tego ryzyka, odpowiednie planowanie przestrzenne; ubezpieczenie oraz pomoc humanitarna i rehabilitacja.

Każdy wulkan lub obszar wulkaniczny ma swoje unikalne cechy dotyczące aktywności erupcyjnej, np. sporadyczne silne wybuchy albo słaba erupcja przez dłuższy czas. Zapis aktywności w prehistorii oraz czasach historycznych stanowi podstawę do zdefiniowania zagrożenia w przyszłości. Informacje takie są bazowe do przewidywania rodzaju, częstotliwości i efektów przyszłych erupcji, chociaż nie dają gwarancji prognoz. Erupcje wulkanów charakteryzują się różną częstotliwością. Na przykład wulkan Stromboli na jednej z Wysp Liparyjskich jest niemal zawsze w stanie erupcji, tymczasem położona kilkaset km od niego

Etna wybucha regularnie co kilka lat. Z kolei Oshima w Japonii oraz wulkany na Islandii wybuchają co kilkadziesiąt lat. Aż 75% największych erupcji zarejestrowanych w ciągu ostatnich 200 lat odnotowano po raz pierwszy (Graniczny i Mizerski 2009). Można z tego wnioskować, że najsilniejsze erupcje wulkaniczne mają bardzo małą częstotliwość i mogą być niespodziewane.

Wulkany aktywne w ostatnich latach, a zagrażające większym skupiskom ludzi, są monitorowane. Stan aktywności śledzi nieprzerwanie 81 obserwatoriów rozmieszczonych w różnych newralgicznych strefach ([www.wovo.org/dir-contents.htm](http://www.wovo.org/dir-contents.htm)), z czego najwięcej, bo aż 17, działa w Japonii, a siedem w USA. Rozwój techniki przyczynił się do włączenia satelitów w nieprzerwany ciąg obserwacji sejsmicznych i wulkanicznych, co zapewnia kompleksową ocenę aktywności wulkanicznej na świecie. Także amerykańska służba geologiczna USGS (United States Geological Survey) prowadzi obserwacje wulkanów na całym świecie. We współpracy z pozostałymi obserwatoriami tworzy powiązaną sieć monitoringu wielu wulkanów World Organization of Volcano Observatories ([www.wovo.org/dir-contents.htm](http://www.wovo.org/dir-contents.htm)).

Prawie żaden wulkan nie wybucha bez wcześniejszych znaków ostrzegawczych. Takimi monitorowanymi oznakami są: aktywność sejsmiczna, geomagnetyczna i geoelektryczna, deformacje powierzchni (nabrzmienia lub zapadanie) i wydobywające się gazy. Sejsmograf jest jednym z najbardziej efektywnych instrumentów używanych do monitorowania wulkanu. Jest używany do wykrywania trzęsień ziemi, które zazwyczaj są coraz silniejsze tuż przed erupcją. Trzęsienia zależą od tektoniki, ale zwykle mają głębokość mniejszą niż 10 km i małą magnitudę. Na Hawajach liczba trzęsień ziemi na głębokości około 1,5 km zwykle znacznie się zwiększa na kilka dni do kilku godzin przed erupcją. Aktywne wulkany wyróżniają się tymczasową i przestrzenną zmianą lokalnego pola magnetycznego, ponieważ składają się z wysoko magnetycznych minerałów. Namagnesowanie zmniejsza się zawsze przy wzroście temperatury i zanika całkowicie powyżej 600°C. Deformacje powierzchni wokół wulkanu są spowodowane podziemnymi przemieszczeniami płynnej magmy. Ten ruch może być pionowy, boczny albo pochylony. Następuje zwykle pochylenie powierzchni rzędu 1–1,5 m, jednak jest powolne i na małym odcinku. W ostatnich latach do rejestracji zmian powierzchni terenu przydatne są lokalizatory GPS. Także gazy wydobywające się z wulkanu mogą zapowiadać erupcję. Badane jest także położenie magmy w uśpionych wulkanach. Prognozy zbliżających się erupcji są najbardziej wiarygodne dla często aktywnych wulkanów, takich jak Kilauea na Hawajach.

Trudno jest przewidywać dokładnie termin wybuchu wulkanu, szczególnie tego, który dłużej drzemał. Dotychczas udało się przewidzieć daty tylko nielicznych erupcji. Aktywności z wypływającą magmą częściej można przewidzieć, ale one są mniej groźne dla człowieka. Przewidziano wznowienia aktywności wulkanu Nevado del Ruiz w Kolumbii w listopadzie 1985 r., ale nie przewidziano finału – śmierci 20 tys. ludzi pogrzebanych pod gorącym spływem gruzowym.



Ważnym sposobem ograniczenia strat jest ostrzeżenie o zbliżającym się niebezpieczeństwie w celu umożliwienia szybkiej ewakuacji ludności. Ostrzeżenia o potencjalnym zagrożeniu przesyłane są na podstawie odnotowanych trzęsień ziemi. Gotowość na wypadek katastrofy i plany ewakuacji mogą zapewnić znaczną redukcję strat, ponieważ dotyczą zwykle mniejszego obszaru. Wulkan Popocatepetl położony jest 60 km na południowy wschód od Mexico City i 40 km na zachód od Puebla. Obecna aktywność rozpoczęła się w 1994 r., kiedy wyrzucił z krateru gazy i popioły przenoszone przez wiatr na odległość 25 km. W 2000 r. dziesiątki tysięcy mieszkańców miejscowości znajdujących się najbliżej wulkanu zostało ewakuowanych na skutek ostrzeżeń naukowców o zbliżającej się erupcji. Dwa dni po ewakuacji nastąpił największy w dziejach wybuch tego wulkanu.

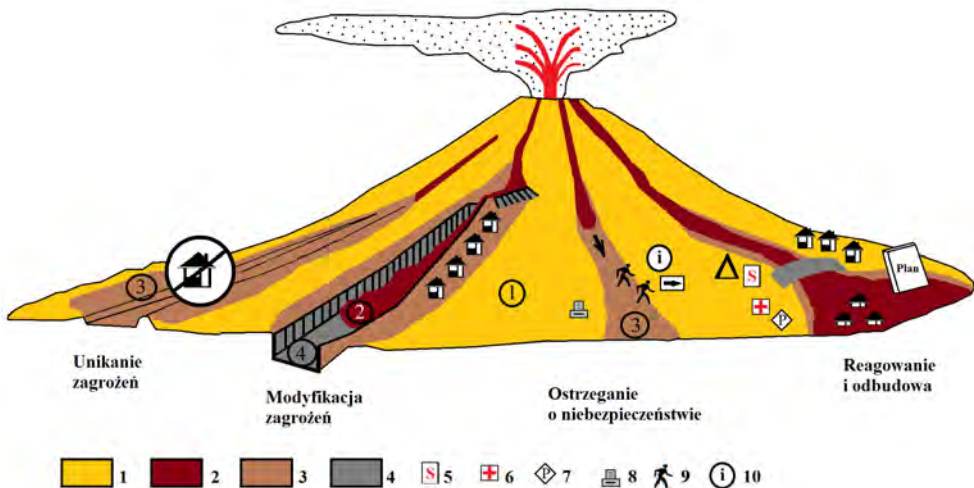
Jednak trudno jest podjąć decyzję o ewakuacji ludności, nie znając dokładnej daty erupcji. 12 kwietnia 1976 r. mieszkańcy Guadeloupe byli ewakuowani z powodu przewidywanego bliskiego niebezpieczeństwa erupcji wulkanu La Soufrière. Ewakuowano ponad 75 tys. ludzi, którzy czekali przez 15 tygodni do czasu, aż ostatecznie nastąpiła mała, nieszkodliwa erupcja 8 lipca. Ewakuacja kosztowała 500 mln USD i przyniosła ekonomiczną ruinę dla wielu mieszkańców. Podobne nieudane prognozy, oparte nawet na solidnych podstawach, niestety osłabiają wiarygodność następných ostrzeżeń (Tazieff i Sabroux 1983). Dlatego częściej podejmowane są środki ochronne na miejscu, oczywiście to zależy od charakteru zagrożenia. Stosunkowo proste działania mogą zmniejszyć czasem straty, na przykład dostarczając wysokowydajne maski przeciwpyłowe i gogle mogące chronić układ oddechowy przed uszkodzeniem i podrażnieniem oczu. W niektórych przypadkach zalecane są odpowiednie ubezpieczenia, które mogą zmniejszyć straty ekonomiczne. Jednak ubezpieczenia od zagrożeń wulkanicznych nie są tak rozpowszechnione, jak np. powodziowe. Czasem wyznaczenie obowiązku ubezpieczeń zabudowy w dnach dolin narażonych na spływ piroklastyczny czy lahar przy dużych składkach może być sposobem na zwrócenie uwagi na zagrożenie i ograniczenie rozwoju zabudowy w tych najbardziej niebezpiecznych miejscach.

W celu ograniczenia start ważna jest ocena ryzyka i odpowiednie użytkowanie terenów zagrożonych. Ocena ryzyka jest zdecydowanie bardziej skomplikowana i zależy m.in. od liczby ludności zamieszkującej okolice wulkanu, obecności lub braku systemu ostrzegania i zdolności do współpracy z miejscową ludnością w czasie kryzysu. Ocena ryzyka w połączeniu z planowaniem przestrzennym są podstawą strategii zmniejszania strat wynikających z zagrożenia wulkanicznego. Na podstawie oceny ryzyka społeczność powinna podejmować decyzje dotyczące użytkowania gruntów, które są zgodne z ich potrzebami i celami bezpieczeństwa publicznego. W terenach z potencjalnym zagrożeniem wybuchu wulkanu należy prowadzić rozważną politykę dotyczącą użytkowania gruntów zarówno publicznych, jak i prywatnych. Brana pod uwagę powinna być odległość od stożka, ale także od systemu jego odwadniania, historia dotychczasowych erupcji i strat oraz potencjalny wpływ każdego rodzaju użytkowania gruntu na spływ potoków lawy czy laharów.



### 3.4.1. Zabezpieczenia przed niszczącymi laharami

Ogromnym zagrożeniem dla ludzi mieszkających w sąsiedztwie wulkanów są lahary, które powstają nie tylko w czasie erupcji, ale także wiele miesięcy czy lat po zaprzestaniu aktywności, dlatego im poświęcana jest zwykle największa uwaga. W strategiach wskazywane są różne sposoby postępowania (ryc. 3.6). Lahar jest ograniczony zwykle do topograficznych zagłębień, np. dolin, dlatego można przewidzieć kierunek i jego zasięg. Często zdarzało się, że mniejsze lahary z kolejnych erupcji wykorzystywały te same doliny. Dlatego najprostszym sposobem jest unikanie zagrożenia i całkowity zakaz wznoszenie zabudowań w strefie zejścia laharów w minionych latach, a nawet wiekach. Niestety zasada ta nie jest wszędzie przestrzegana. Wprowadzenie takiego zakazu może być najłatwiejsze tuż po katastrofie, a im więcej lat upłynie od nieszczęścia, tym zagrożenie wydaje się mniejsze. Część miasta Armero w Kolumbii, zniszczonego całkowicie przez lahar w 1985 r. (zabitych zostało 21 tys. osób), została przekształcona w cmentarz (Pierson i in. 2014). Armero położone było w dolinie na płaskim stożku, który został utworzony przez spływ wulkaniczny (gruzowy) w 1845 r. Ludzie zapomnieli o dawnym katastrofalnym zjawisku, które po ponad 100 latach powtórzyło się.



Ryc. 3.6. Redukcja ryzyka związanego z laharem  
 1 – powierzchnia góry wulkanicznej, 2 – droga laharu, 3 – strefa zagrożona laharem,  
 4 – zabezpieczenia inżynierskie, 5 – posterunek straży pożarnej, 6 – szpital,  
 7 – posterunek policji, 8 – aparatura badawcza, 9 – droga ewakuacji, 10 – punkt informacyjny

Źródło: na podstawie Pierson, Wood i Driedgeev 2014.

W niektórych przypadkach trudno jest wprowadzić zakazy odbudowy czy nowej zabudowy w strefie z potencjalnym zagrożeniem. Wynika to z silnego przywiązania ludzi do danego miejsca („odbuduję mój dom”), z politycznymi naciskami ze strony biznesu i interesów związanych z nieruchomościami, czasem nawet braku alternatywnych lokalizacji w danym miejscu (Prater i Lindell 2000; Lavigne i in. 2008). Niestety strefy zagrożone laharem mogą być atrakcyjne dla transportu i innej infrastruktury oraz dla budownictwa mieszkaniowego, ponieważ tereny te wyróżniają się płaską powierzchnią topograficzną i malowniczym widokiem na wulkan. Czasem osady akumulowane przez dawne lahary są eksploatowane, np. w dolinie u podnóża aktywnego obecnie wulkanu Merapi (Indonezja) tysiące górników codziennie pracuje w strefach wysokiego ryzyka, kopiąc piasek i żwir na sprzedaż. Wszyscy są świadomi zagrożenia, jednak lekceważą je z powodu zysków finansowych (Bélizal i in. 2013). Silne przywiązanie do żyznej ziemi i brak dostępnych bezpiecznych powierzchni w sąsiedztwie mogą prowadzić do zaakceptowania przez mieszkańców ryzyka laharu, a nawet kontynuowania odbudowy domów po doznanej katastrofie.

Podejście bardziej realistyczne od całkowitego zakazu zabudowy może polegać na pewnym jej ograniczeniu i planowaniu innych form użytkowania terenu w strefach zagrożonych laharem. Dno doliny może być przeznaczone tylko do użytku rolniczego, a domy muszą być wzniesione na wyższym, bezpieczniejszym poziomie. Wszystkie obiekty publiczne (szpitale, posterunki policji, straży pożarnej i szkoły) powinny być wzniesione poza strefami zagrożenia, tak aby podstawowe usługi społeczne były dostępne w przypadku laharu. U podnóża wulkanu Mount Rainier w hrabstwie Pierce (na południowy wschód od Seattle, USA) kompleksowe plany zagospodarowania przestrzennego wyznaczają granice urbanizacji, określają maksymalną wielkość lokalizowanych obiektów turystycznych i ograniczają inne formy zagospodarowania terenu o dużej gęstości w strefach zagrożenia laharem (Pierce County 2014). U podnóża wulkanu Soufrière w Montserrat w latach 90. XX w., w okresie aktywności wulkanu, dozwolone było wejście do pewnych stref zagrożonych sływem laharu tylko w dzień w celu uprawy pól. Celem wszelkich ograniczeń jest zminimalizowanie narażenia ludności, a jednocześnie pozwolenie na użytkowanie gruntów. Niestety takie środki nie zawsze są wystarczające.

W niektórych przypadkach podejmowane są prace w celu modyfikacji zagrożenia przy pomocy inżynierskich konstrukcji zabezpieczających. Budowane są kanały obejściowe i zapory odchylające oraz różne umocnienia brzegów dolin. W przypadku braku ograniczeń w zakresie użytkowania stref zagrożonych laharem możliwe jest zniechęcanie do zabudowy poprzez np. wyższe stawki podatku od nieruchomości, wyższe stawki ubezpieczeń oraz ograniczenie usług publicznych lub infrastruktury w wyznaczonych strefach zagrożenia.

### 3.4.2. Antropogeniczne oddziaływanie na potok lawy

Zdecydowanie łatwiejsza jest ochrona ludności na terenach zagrożonych sypływem lawy, ponieważ płynie ona zwykle strumieniami i dosyć wolno. Najprostszym sposobem ochrony życia ludzi jest ich ewakuacja. Czasem podejmowane są próby ratowania terenów zabudowanych, a polegają one głównie na przekierowaniu sypływu lawy poprzez budowę np. glinianych ścian lub długich skalnych barier. Muszą być one zbudowane z materiału o większej gęstości niż lawa, przymocowane do gruntu albo o szerokości podstawy co najmniej trzy razy większej niż miąższość przepływającej lawy. Mniej gęsty materiał może być upłynniony i wcielony do strumienia lawy. Jeżeli bariery tylko zmieniają kierunek przepływu lawy, to pozostaje problem ścieżki bezpiecznego przekierowania – zawsze ktoś poniesie starty.

Różne bariery służące odsunięciu strumienia lawy od obiektów i szlaków turystycznych wybudowano na wulkanie Etna w latach 1983, 1991–1992 i 2001. Ziemne bariery mają maksymalną długość 370 m, wysokość 10–12 m, a szerokość u podstawy 15 m. Były zrobione z luźnego materiału wydobytego w pobliżu i okazały się skuteczne w kontrolowaniu przepływów lawy (Barberi i in. 2003). Bariery wznoszone były także na Hawajach. Czasem bombardowano powierzchnię potoku lawy w celu przekierowania jej sypływu, np. na Hawajach w 1935 r., jednak były to działania bezskuteczne (Macdonald 1958).

W celu spowolnienia sypływu lawy stosowana była także metoda schładzania jej powierzchni poprzez opryskiwanie zimną wodą. Jedną z najbardziej udanych prób zatrzymania potoku lawy w ten sposób było ratowanie miasteczka i portu Vestmannaeyjar na islandzkiej wyspie Haimaey w 1973 r. (Williams i Moore 1983). Miasto położone jest u podnóża wulkanu Eldfell. W 1973 r. lawa zagroziła miastu i zabudowie portowej, a praca portu była podstawą ekonomiczną mieszkańców wyspy. Przez prawie pięć miesięcy ochotnicy pompowali zimną wodę morską i spryskiwali nią powierzchnię lawy, aby szybciej wystygła i zwolniła. Jedna piąta miasta została zniszczona, zanim lawa została spowolniona i przekierowana, by uratować port. W sumie wykorzystano 6,8 mld litrów wody. Warunki były odpowiednie, by taka interwencja zadziałała – lawa z Eldfell była wyjątkowo powolna, a ocean zapewniał niewyczerpalną ilość wody. W tym czasie z wulkanu przestała wypływać lawa. Port został ocalony i wznowiono rybołówstwo.

Wszelkie prace spowalniające lub przekierowujące potok są zazwyczaj skuteczne tylko wtedy, gdy zmniejsza się ilość dopływającej lawy. W przypadku wulkanów na Eldfel i Etny przedsięwzięcia udały się w dużym stopniu tylko dlatego, że z kraterów przestała wypływać lawa. Niektórzy geolodzy uważają, że kraj musi być bardzo bogaty, aby w ogóle rozważać odwrócenie kierunku sypływu lawy, ze względu na ogromne potencjalne koszty. Dodatkowo przekierowanie sypływu oddala lawę z jednego obszaru tylko po to, aby skierować ją na inny. Najczęściej

jednak walka ze spływem lawy jest przegrywana przez ludzi. Ponadto nie zawsze mieszkańcy chcą, aby budować bariery i podejmować czynności przekierowania spływu lawy.

### 3.4.3. Edukacja społeczeństwa na temat zagrożenia

Podstawą wszystkich strategii ograniczania ryzyka wulkanicznego jest dobre poinformowanie lokalnej społeczności o charakterze zagrożeń oraz zmotywowanie jej do podejmowania odpowiednich działań. Mieszkańcy posiadający podstawową wiedzę o zagrożeniu łatwiej będą stosować środki zmniejszające ryzyko i wspierać działania władz, gdy wystąpi katastrofa. Naukowcy powinni odgrywać kluczową rolę w rzetelnym informowaniu urzędników i opinię publiczną o realnych prawdopodobieństwach i scenariuszach zagrożeń (w tym o potencjalnej skali, czasie i skutkach). Powinni brać udział w budowaniu strategii ograniczania ryzyka i uczestniczyć w spotkaniach z lokalnymi społecznościami (Cronin i in. 2004). Ważne jest, aby naukowcy przekazywali wiedzę naukową i objaśniali zagrożenia w sposób zrozumiały dla mieszkańców. Podejmowane powinny być szkolenia dla nauczycieli i specjalne programy nauczania dla dzieci w celu zapewnienia podstawowej wiedzy w młodym wieku, a także kształcenie i motywowanie ich rodzin.

Skuteczny program edukacji społeczeństwa w zakresie zagrożeń powinien obejmować informacje dotyczące niebezpiecznych zdarzeń w przeszłości i aktualnych zagrożeń, niezbędnych do przygotowania się na przyszłe wydarzenia. Ważne są raporty z oceny zagrożeń i informacje o stanie obecnej aktywności wulkanicznej, plany reagowania w momencie wystąpienia zagrożenia. Powinny być dostępne zrozumiałe mapy obszarów zagrożonych wybuchem wulkanu i dróg ewakuacji do obszarów bezpiecznych, które są dostosowane do grupy docelowej, takie jak tradycyjne mapy zagrożeń, mapy dróg ewakuacyjnych, oznakowane zdjęcia lotnicze oraz proste mapy perspektywiczne wpisane w cechy kulturowe i granice. Strony internetowe opracowane przez lokalne agencje mogą być dobrym punktem wyjścia dla tego typu informacji (np. <http://www.piercecounty-wa.org/activevolcano>).

W obecnych czasach działalność wulkaniczna jest spokojniejsza niż w minionych erach geologicznych, ale nadal erupcje wulkaniczne są nieobliczalne i śmiertelne, wzrasta także liczba miast, którym może zagrozić erupcja wulkanu (Chester i in. 2001).



## 4. PROCESY NA WYBRZEŻU MORSKIM

Zwykle pod pojęciem „wybrzeże” rozumiana jest szeroka strefa silnie związana z morzem, o wyjątkowej rzeźbie, specyficznym klimacie, charakterystycznej florze i faunie, ale także z miastami portowymi oraz cennymi terenami rekreacyjnymi. Wybrzeża morskie są przedmiotem zainteresowania od czasów starożytnych. Dostępność od strony morza i lądu decydowała o możliwości wykorzystania obszaru do celów handlowych, gospodarczych i politycznych. Obecnie na wybrzeżach mieszka 41–50% ludności świata, a w Japonii aż 80% mieszkańców tego kraju (Walker i McGraw 2010). Chociaż o bardzo wielu dużych i małych miastach możemy powiedzieć, że są położone na wybrzeżu, to jednak procesy geodynamiczne, tak charakterystyczne dla tej strefy (falowanie, pływy, abrazja, akumulacja), występują tylko w niewielkiej części zurbanizowanej przestrzeni.

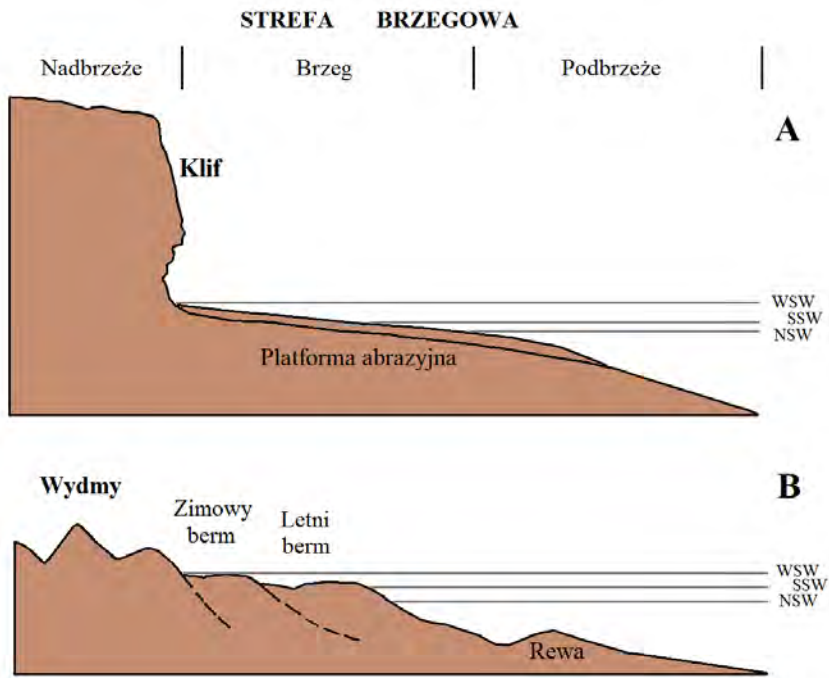
W sensie geomorfologicznym wybrzeże (strefa brzegowa) to pas graniczny lądu i morza o zróżnicowanej szerokości, który obejmuje część nadwodną i podwodną (zwykle do głębokości 10 m), podlegającą działaniu fal, pływów i prądów morskich (ryc. 4.1), czyli pas wybrzeża poddawany bezpośredniej akcji morza. Pas ten bywa także nazywany strefą litoralną. Brzeg jest częścią wybrzeża pomiędzy zasięgiem fal sztormowych, a granicą oddziaływania fal na dno (podczas maksymalnego odpływu). Jest on najbardziej dynamiczną częścią całej strefy. Nieustanne przesuwanie granicy między lądem a morzem odzwierciedla z kolei linia brzegowa. W zależności od warunków lokalnych fale morskie mogą w różnym tempie niszczyć (abrazja) lub nadbudowywać (akumulacja) brzeg. Niektóre fragmenty wybrzeża należą do środowisk zmieniających się bardzo szybko nawet w skali ludzkiego życia (np. tempo abrazji 1–2 m na rok) i dodatkowo są bardzo podatne na zmiany wywołane działalnością człowieka.

Na świecie występują wybrzeża o bardzo różnym charakterze, co jest zależne od historii geologicznej obszaru, a głównie rzeźby lądowej, która tworzy brzeg morski. Za podstawowe ukształtowanie strefy brzegowej oceanów odpowiedzialne są w przewadze siły tektoniczne, w następnej kolejności starsze procesy geomorfologiczne. W niektórych przypadkach są to zalane wodą morską obszary górskie, obszary akumulacji glacialnej lub fluwioglacialnej, wynurzone z oceanu płaskie obszary szelfu itd. Bez względu na genezę skał i rzeźby, na wybrzeżu dominują obecnie procesy falowania, których skutki są zróżnicowane.

Wybrzeża mogą być klasyfikowane według różnych kryteriów, w tym dynamicznym, jako abrazyjne (żywe klify) lub akumulacyjne (wyspy barierowe, plaże) i to te typy wybrzeży oraz procesów są najważniejsze z punktu widzenia



gospodarki człowieka. Dlatego to one będą podstawą dalszych rozważań. Najczęściej wskazuje się dwa typy wybrzeży: klifowe i niskie (plażowe i wydmowe). Wybrzeża klifowe wyróżniają się obecnością stromego, czasem urwistego, brzegu od strony morza, czyli klifu utworzonego wskutek podmywania łądu przez fale morskie (ryc. 4.1A). Klify powstają w odcinkach, gdzie koncentruje się energia fal. Wybrzeża plażowe i wydmowe są zwykle efektem działalności akumulacyjnej fal morskich i wiatru (ryc. 4.1B). Plaża jest częścią brzegu, na którym gromadzą się osady (piasek i żwir). Może ona zmieniać swój zasięg, ponieważ osady są ciągle przemieszczane przez fale i prądy przybrzeżne ku morzu lub w kierunku łądu, a ponadto wzdłuż brzegu. Maksymalny zasięg napływu fal wyznacza wał brzegowy (berm).



Ryc. 4.1. Główne typy strefy brzegowej

A – brzeg klifowy, B – brzeg wydmowy, WSW – wysoki stan wody, maksymalny zasięg fal, SSW – średni stan wody, NSW – niski stan wody

Źródło: opracowanie własne.

Brzeg jest cały czas kształtowany przez procesy naturalne o różnym natężeniu, przy czym najintensywniej podczas sztormów. Zmianie ulega jego kształt i pozycja, a zmiany mogą być cykliczne albo rzadkie i przypadkowe oraz delikatne lub dramatyczne.

W dawnych czasach zasięg przestrzenny miast był zwykle mały i dobrze wykorzystywał warunki naturalne na wybrzeżu. Zajmowano głównie wybrzeża płaskie i zatoki, a nie interesowano się zbyt wybrzeżami stromymi i klifowymi. Następnie rozwój miasta powodował zagospodarowanie terenów oddalonych od wybrzeża. Jednak w ostatnim półwieczu bardzo wzrosło znaczenie turystyczne i rekreacyjne nie tylko odcinków plażowych, ale także klifowych. Turystyka i rekreacja sprzyjają rozwojowi zaplecza turystycznego najczęściej w bezpośrednim sąsiedztwie morza (hotele, parkingi itp.). Strefa przybrzeżna stopniowo staje się głównym centrum życia i wypoczynku ludności świata. Coraz powszechniejsza jest także lokalizacja dużych obiektów korporacyjnych na pierwszej linii brzegu. Uwidacznia się wyraźny wpływ urbanizacji na tereny cenne przyrodniczo w pasie nadmorskim. Wkraczanie zabudowy na tereny bezpośrednio związane z brzegiem morskim umożliwia stosowanie nowych, innowacyjnych metod wznoszenia budynków oraz założeń urbanistycznych w ekstremalnie trudnych warunkach. Wyraźny stał się również rozwój wysokościowców oraz wież mieszkalnych w ciekawych widokowo regionach, będący tendencją w nowoczesnych miastach XXI w.

Rozbudowa miast nadmorskich jest przyczyną wkraczania zabudowy często na bezpośrednie zaplecze klifów i wydm. Dlatego naturalne procesy geomorfologiczne postrzegane są jako zagrożenie dla niektórych fragmentów miast, a na wybrzeżu pojawiły się budowle, których zadaniem jest zabezpieczenie przed abrazją, stabilizacja i ochrona brzegu, a nawet modyfikacja procesów naturalnych zgodnie z potrzebami człowieka. Najbardziej wyraźnymi modyfikacjami są wydłużone falochrony i mariny, betonowe ściany i załamywacze fal, groble łączące wyspy w szerokie drogi, tworzące plaże tam, gdzie wcześniej nigdy ich nie było. Ocenia się, że w Belgii sztuczne struktury chronią przed abrazją około 85% wybrzeża, w Japonii 51%, w Wielkiej Brytanii 40%, a w Korei Południowej 21% (Walker i McGraw 2010). Choć jest to mały procent całej linii brzegowej na świecie, to jednak są to fragmenty w miejscach koncentracji ludności. Obecnie wiele odcinków wybrzeży, np. w obrębie miast, jest tak mocno przekształconych w wyniku działalności człowieka (porty, infrastruktura techniczna, budownictwo przemysłowe, budowle ochronne), że wykształcony został specyficzny krajobraz kulturowy w miejscu dynamicznego geomorfologicznie środowiska.

Pomimo różnych zabezpieczeń abrazja na wybrzeżach klifowych zbudowanych z osadów miękkich może zagrażać infrastrukturze miejskiej. Dodatkowo nisko położone części miasta mogą być zalewane przez fale sztormowe i tropikalne cyklony. Wszystkie zmiany poziomu morza, bez względu na ich przyczynę, zaznaczają się przede wszystkim na wybrzeżu. Dlatego fragmenty miast nadmorskich należą do jednych z trudniejszych elementów w planowaniu przestrzennym z powodu ich bardzo silnego związku z dynamicznymi procesami geomorfologicznymi.

#### 4.1. Dynamika wód morskich kształtujących wybrzeże

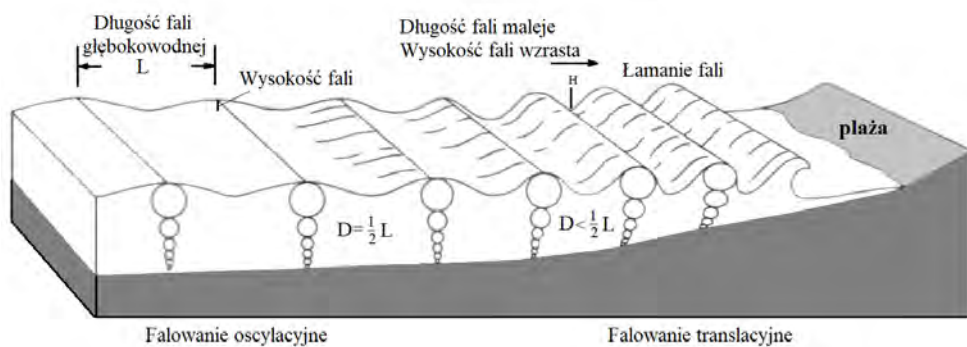
Obszar przybrzeżny cechuje znaczna dynamika wynikająca ze stałego oddziaływania na brzeg procesów fizycznych zachodzących w zbiorniku morskim: falowanie, prądy i pływy, a w dłuższej skali czasowej także wahania poziomu morza. Dodatkowymi czynnikami wpływającymi na rozwój wybrzeży są organizmy roślinne i zwierzęce oraz człowiek, który przez swoją działalność wpływa na tempo procesów abrazji i akumulacji. Przejawem tej działalności jest przemieszczanie materiału skalnego w strefie brzegowej, a efektami są różnorodne formy denudacyjne i akumulacyjne.

Falowanie jest ruchem wody w zbiorniku, który ma kilka przyczyn. Najważniejszym źródłem jest energia wiatru, a innymi mniej powszechnymi są np.: podwodne trzęsienie ziemi, wybuchy wulkanów oraz wielkie osuwiska, ale fale są wtedy szczególnie wysokie i groźne. Największy wpływ na kształtowanie wybrzeży ma falowanie kreowane przez wiatr wywołany pulsacyjnymi zmianami ciśnienia atmosferycznego. Prędkość wiatru na oceanie czy morzu jest spowalniana przy powierzchni lustra wody wskutek tarcia, co z kolei powoduje lokalne różnice ciśnienia. Ich skutkiem jest powstawanie nierówności lustra wody, czyli fal. Parametry fal (długość, wysokość, stromość i prędkość) zależne są od cech zbiornika wodnego (wielkości, głębokości) i prędkości wiatru. Ruch wody pod wpływem wiatru jest największy przy powierzchni i stopniowo wygasa w głąb. Wysokość fali na otwartym morzu zależy od siły wiatru, a w strefie przybrzeżnej także od głębokości akwenu.

Na otwartym morzu falowanie ma charakter oscylacyjny, tzn. ruch cząsteczek wody następuje po orbitach kołowych. Na płytkich wodach przybrzeżnych następuje deformacja fali. Wskutek zwiększonego tarcia o dno maleje długość fali (następuje zagęszczenie grzbietów fal), ale wzrasta jej wysokości (ryc. 4.2). Z powodu silniejszego tarcia i spowolnienia ruchu przy dnie fala staje się asymetryczna i niestabilna. Ostatecznie załamuje się, a cząsteczki wody poruszają się ruchem postępowym w kierunku lądu. Proces transformacji fali w kierunku brzegu i wzajemnego z nim oddziaływania kończy się ostatecznym jej rozbięciem na progu kipielowym i nabieganiem potoku napływu na plażę. Na brzegu płaskim woda napływa w formie cienkiej warstwy, a następnie spływa z powrotem w kierunku morza. Na plażach piaszczystych lub żwirowych część wody wsiąka w podłoże i wraca do morza podpowierzchniowo.

Na brzegu stromym (klifie) woda uderza z dużą siłą w powierzchnię skalną, a rozbijając się o nią, ulega częściowemu odbiciu. Falowanie powoduje dostarczanie energii do brzegu, a jej ilość ma podstawowe znaczenie dla dynamiki wybrzeża, jego geomorfologicznych przekształceń i skutków dla człowieka. Nieustanny atak fal na linie brzegowe (plaże i klify) trwa w dzień i w nocy, praktycznie każdego dnia w roku. Chociaż pojedyncza mała fala może powodować tylko drobne zmiany na wybrzeżu, to jednak ten nieustanny ruch kumulujący może

znacznie zmodyfikować obszar wybrzeża. Z kolei wielkie fale sztormowe o wysokiej energii powodują silną erozję brzegu i tym samym ogromne przekształcenia. W zależności od zbiornika wysokość fal waha się w granicach 0,5–5 m, fale sztormowe mogą przekraczać 5 m wysokości, ale tylko sporadycznie mają 15 m (Easterbrook 1993; Segar 1998). Szczególnie wysokie fale powstają podczas tropikalnych cyklonów (5–30° szerokości geograficznej), huraganów czy tajfunów. Wraz ze wzrostem wysokości fali wzrasta jej energia. Ilość energii łamiącej się fali sztormowej o wysokości 3 m jest ponad 30 razy większa od fali o wysokości 0,5 m, typowej dla stref umiarkowanego wiatru (Migoń 2006).



Ryc. 4.2. Deformacja fal oscylacyjnych w translacyjne w związku z wypłycaaniem dna morskiego  
L – długość fali, H – wysokość fali

Źródło: na podstawie Easterbrook 1993, uzupełnione.

Na wybrzeżach płaskich, z szeroką strefą przybrzeżną, energia przemieszczających się fal może ulec niemal całkowitemu rozproszeniu w dużej odległości od brzegu, tak że praktycznie nie docierają one do niego. Stwarza to korzystne warunki do powstawania rozległych równin pływowych, słonych bagien i wybrzeży namorzynowych. Na stromych wybrzeżach skalnych uderzanie fal o brzeg powoduje ich kruszenie wskutek rozsadzającej działalności wody dostającej się w szczeliny skalne, fugi międzywarstwowe i zagłębienia. Wszystkie procesy niszczące brzeg nazywane są abrazją.

Płytkie podwodne trzęsienia ziemi (hipocentrum na głębokości do 40 km, o skali większej niż 6,5 stopni w skali Richtera) są przyczynami powstawania sejsmicznych fal morskich zwanych tsunami. Są to wyjątkowo długie fale oceaniczne (100–200 km), a ich okres wynosi 10–20 min. Na oceanie o głębokości 4 km przemieszczają się z prędkością ok. 720 km/godz. Gdy fale tsunami zbliżają się do wybrzeży lub wysp, zaczynają zachowywać się jak fale płytkowodne, czyli zwalniają (do ok. 80 km/godz.), zmniejsza się ich długość, a zwiększa szybko

wysokość (Easterbrook 1993). Wraz z gwałtownym spadkiem głębokości akwenu energia fali koncentruje się w mniejszej objętości wody. Olbrzymia masa wody pędzi wówczas na brzeg, zalewając go. Atakując małe zatoki, fala może osiągnąć do 10–30 m wysokości.

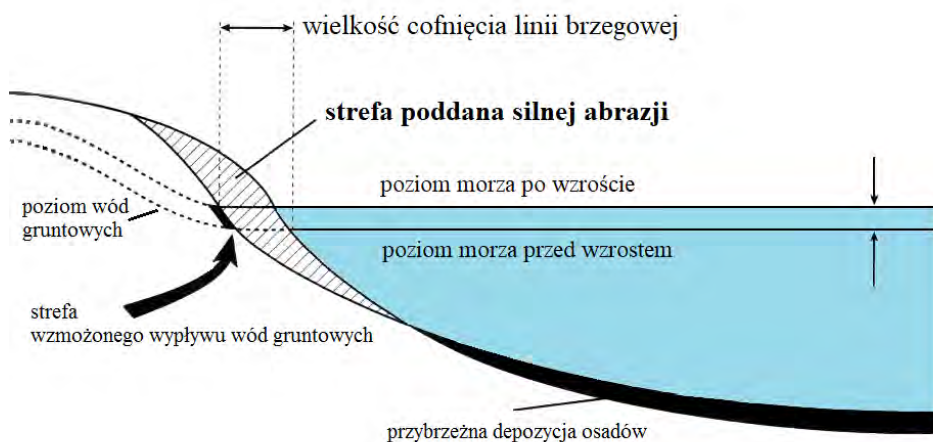
Prądy przybrzeżne rozwijają się w strefie załamania fal (strefa przyboju), gdzie zachodzi najbardziej aktywne oddziaływanie przepływów wody na dno morskie. Najważniejsze wśród tych przepływów są: wzdłużbrzegowe prądy energetyczne związane bezpośrednio z załamaniem fali; kompensacyjne prostopadłe do brzegu prądy powrotne, w tym rozrywające (lokalne odpływy w kierunku morza wody spiętrzonej przy brzegu); prądy gradientowe wywołane przez lokalne różnice poziomów wody oraz prądy (potoki) nabiegania fal na brzeg (napływ i spływ). Najważniejszą składową przybrzeżnego systemu prądowego jest wzdłużbrzegowy prąd energetyczny, który transportuje osady. Prąd ten nabiera szczególnego charakteru, gdy wiatr wieje ukośnie do wybrzeża i fale docierają do brzegu pod pewnym kątem. Cyrkulacja w obrębie następujących po sobie komórek jest wówczas jednokierunkowa i ogólny kierunek ruchu wody jest równoległy do brzegu. Konsekwencją działania prądu przybrzeżnego jest transport rumowiska wzdłuż wybrzeża. Z kolei prądy rozrywające powodują przekształcenie rzeźby dna w strefie przybrzeżnej. Oddziałują one erozyjnie, prowadząc do powstania kanałów i obniżen w obrębie podwodnych wałów równoległych do brzegu, zwanych rewami. Prądy wzdłużbrzegowe mają ogromne znaczenie dla transportu piasku wzdłuż brzegu i duży udział w budowie mierzei, wysp barierowych itd.

Pływy są to regularne wahania poziomu morza (podniesienie–obniżenie) wywołane grawitacyjnymi oddziaływaniami Słońca, Księżyca i Ziemi. Względny ruch tych trzech ciał niebieskich powoduje, że w ciągu doby księżycowej (24 godz. 49 minut) w danym miejscu występuje dwukrotne podniesienie poziomu morza. Każdy pojedynczy cykl pływowy składa się z przypływu, czyli okresu stałego podnoszenia się poziomu wody, oraz odpływu, czyli okresu obniżania się poziomu wody. Wysokość pływów na otwartym oceanie wynosi 0,4–0,6 m, ale w pasie przybrzeżnym osiąga różne wartości w zależności od warunków lokalnych. W zachodniej Europie na wybrzeżach Portugalii i Francji nad Zatoką Biskajską różnice między wysokim a niskim stanem wód dochodzą do 3 m, w Kanale La Manche sięgają 8–16 m. Przy wybrzeżach śródziemnomorskich Francji różnica wynosi około 0,5 m (Segar 1998). Pływy powodują regularne zalewanie i odsłanianie fragmentu wybrzeża. W wąskich estuariach prędkość fali pływowej może osiągać 800 cm/s. Prędkość prądów w kanałach strefy międzyprądowej dochodzi do 100–150 cm/s, a poza nimi do 50 cm/s, np. u wybrzeży Niemiec (Gradziński i in. 1986). Szerokość terenów zalewanych zależy od kształtu wybrzeża. Na wybrzeżach płaskich, o niewielkim nachyleniu, szerokość okresowo odsłanianej powierzchni może wynosić nawet kilka kilometrów (do 10 km), m.in. wzdłuż północnego wybrzeża Niemiec i Holandii noszą one nazwę watorów. Równiny pływowe zbudowane są głównie z materiału mułkowego



lub drobnopiaszczystego i nie nadają się pod zabudowę, ale są bardzo cenne przyrodniczo, jednak zagraża im intensywna działalność człowieka w strefie brzeżnej (wielkie skupiska miejskie, porty, żegluga, przemysł). W celu ochrony warunków naturalnych tworzone są morskie parki narodowe.

Na początku XXI w. wzrasta zagrożenie na wybrzeżu z powodu podnoszenia się poziomu morza w związku z globalnym ociepleniem i topnieniem lodowców. Ten wzrost nie jest niczym nowym w historii, ale w ostatnich tysiącleciu poziom oceanu był relatywnie stały. Wzrost poziomu morza będzie powodował wzrost tempa abrazyi na wybrzeżu (ryc. 4.3).



Ryc. 4.3. Wzrost poziomu morza powoduje wzrost tempa abrazyi wybrzeża

Źródło: na podstawie Bryant 2005.

Wzrost tempa podnoszenia się poziomu oceanu światowego wzmaga także podnoszenie poziomu wód w Bałtyku. Obecnie poziom oceanu światowego podnosi się o ok. 1,5 mm rocznie, a na polskim wybrzeżu nawet o 2 mm na rok (Rosa 1984; Rotnicki i Borzyszkowska 1999; Zawadzka-Kahlau 1999). Zatem nasilanie się procesów abrazyjnych powinno być traktowane jako zjawisko oczekiwane, które będzie miało wpływ na obszary zurbanizowane (Kostrzewski i Musielak 2008; Prusak i Zawadzka-Kahlau 2008).

## 4.2. Wybrzeża płaskie

Płaskie wybrzeża powstają wskutek zanurzania obszaru nizinno-równinnego czy też powstawania rozległej płaskiej powierzchni poniżej cofającego się klifu (Klimaszewski 1978). Do najbardziej znanych typów wybrzeża płaskiego należy



mierzejowo-zalewowe. Na obszarach występowania dużych pływów rozwinęły się wybrzeża lidowo-lagunowe. Jeżeli erozja nie jest silna, w strefie litoralnej mogą tworzyć się dzięki działalności falowania i prądów liczne formy akumulacyjne, np. plaże, mierzeje, wyspy barierowe.

Od kilkudziesięciu lat w obrębie miast łąd w bezpośrednim sąsiedztwie plaży jest zabudowywany. Plaża jest ważnym miejscem wytracania energii fal morskich i dlatego jej zabudowa powoduje różne, często poważne problemy. Bez zrozumienia roli i funkcji plaży oraz form akumulacyjnych w procesach geodynamicznych na wybrzeżu nie można podejmować decyzji o ich zagospodarowaniu.

Wybrzeża plażowe mogą być traktowane jako samodzielne środowisko (szczególnie, gdy mają postać długiego, ciągłego pasa), albo jedynie jako element innego środowiska np. na barierach piaszczystych. W zależności od lokalnych warunków plaże tworzą nieprzerwane ciągi o długości wielu kilometrów, ale występują także w wewnętrznych częściach małych zatok, pomiędzy wysokimi ostrogami i półwyspami, a nawet u podnóży klifów.

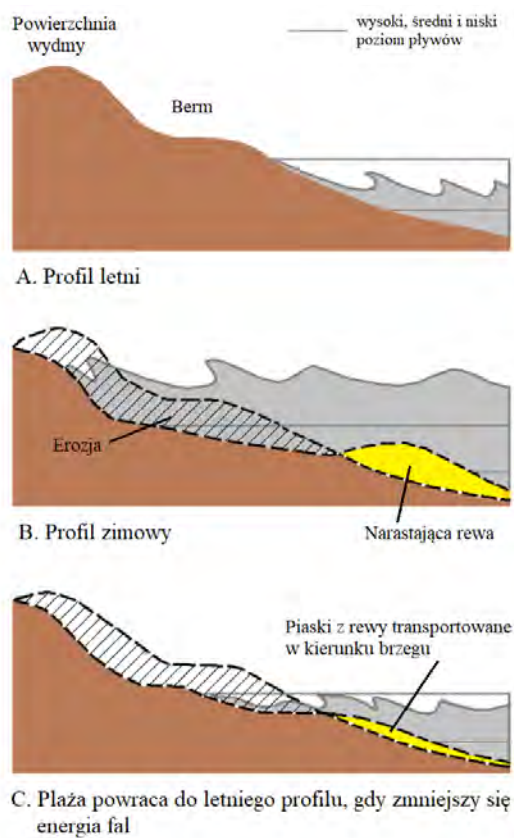
#### 4.2.1. Naturalne procesy kształtujące plaże

Najbardziej charakterystycznym elementem płaskiego wybrzeża jest plaża, czyli powierzchnia o niewielkim nachyleniu w kierunku morza, zbudowana z piasków lub żwirów i innych osadów zalegających na brzegu (ryc. 4.1). Piaski i żwiry przenoszone są wzdłuż brzegów przez przybrzeżne fale i prądy. Plaże stanowią około 40% łącznej długości wybrzeży obszarów lądowych (Migoń 2006).

Warunkami niezbędnymi do powstania akumulacyjnej formy plaży jest: istnienie określonej przestrzeni, na której może następować swobodne rozpraszanie energii nadbiegających fal; obfita dostawa piasku (ewentualnie żwiru); nieznaczne nachylenie dna przybrzeża oraz brak, małe lub umiarkowane działanie pływów.

Plaże są nieustannie przekształcane przez falowanie, a materiał je budujący podlega wędrówce od morza w stronę lądu i z powrotem. Fala dopływająca do wybrzeża, gdy jest już płytko, załamuje się i masy wody gwałtownie przemieszczają się w kierunku plaży. Jest to strefa przyboju. Przybój, uderzając w stok plaży (podczas napływu), wyrzuca warstwę wody wraz z piaskiem. Woda ta częściowo wsiąka w plażę, a jej reszta wraca do morza jako zmyw (spływ) powrotny. Ponieważ więcej piasku jest wyrzucane na brzeg niż powraca w morze, pewien jego nadmiar gromadzi się i tworzy plażę piaszczystą. Plaża narasta w kierunku morza, a także rozciąga się wzdłuż brzegu. Jeżeli fale uderzają w brzeg pod pewnym kątem, wówczas na ruch do i od lądu nakłada się jeszcze przemieszczanie ziaren wzdłuż wybrzeża. Akumulacja w strefie wybrzeża ma charakter sezonowy: latem plaża jest nadbudowywana, a zimą niszczone (ryc. 4.4). Podczas sztormu siła fali spływowej jest wystarczająca do transportu powrotnego – fala wynosi piasek z plaży do głębszej wody – dlatego plaża jest rozmywana i erodowana. W strefie

umiarkowanej w zimie występuje duża częstotliwość sztormów, dlatego na plaży dominuje erozja. Niezależnie od falowania pewną rolę w transporcie materiału w obrębie plaży odgrywa wiatr.



Ryc. 4.4. Procesy kształtujące plażę

A – podczas lata, kiedy fale są stosunkowo łagodne, profil plaży jest stromy i berm pozostaje powyżej wysokiego poziomu przypływu; B – zimowe lub sztormowe fale docierają do dalszych części plaży i zabierają piasek, który transportują w kierunku morza; piasek jest akumulowany w obrębie rewy; C – kiedy fale sztormowe przeminą, stosunkowo łagodne fale ponownie przynoszą piasek z rewy na plażę i odbudowują ją; jeżeli sztormy w okresie zimy są szczególnie silne, plaża może cofać się w kierunku lądu, podmywane mogą być także niższe części wydmy

Źródło: opracowanie własne.

W związku z sezonowością procesów w profilu plaży wyróżniane są trzy elementy: skłon plaży, opadający w kierunku morza, oraz dwa położone od strony lądu wały brzegowe o płaskiej lub lekko wypukłej powierzchni (berm). Wyższy

z nich jest wałem burzowym zalewanym i kształtowanym wyłącznie podczas najwyższych i najsilniejszych sztormów zimowych. Silna fala jest zdolna wyrzucić gruby materiał powstały z rozbicia brzegu, ale prąd powrotny nie ma siły znieść tego materiału do morza i splukuje tylko drobniejsze okruchy. Dzięki temu gruby materiał gromadzi się przy końcu zasięgu fal w postaci piaszczysto-żwirowego wału brzegowego. Wysokość wału na południowych wybrzeżach Bałtyku wynosi 2–3 m, na wybrzeżu Morza Północnego 4–5 m, na wybrzeżu Oceanu Atlantyckiego 10–12 m, stok wału w kierunku morza jest nachylony około 5° (Radlicz-Rühlowa i Wiśniewska-Żelechowska 1988). Wał leżący niżej, bliżej morza, to letni wał nadbrzeżny, uformowany wiosną i latem przez stosunkowo łagodne fale. Zimowe fale sztormowe niszczą wał letni. Powstały w okresie zimy wał przez całą część roku nie jest niszczonej przez mniej intensywne sztormy. Na niektórych wybrzeżach występuje tylko jeden zimowy wał burzowy.

Pomiędzy nadbrzeżnym wałem a poziomem wody, w miejscu maksymalnego przyływu, może pojawiać się wycięty przez fale próg przyboju. W tym miejscu występuje gwałtowna zmiana nachylenia stoku plaży (skłon plaży). Nachylenie plaży waha się od 2° dla drobnego piasku do 20° w przypadku występowania otoczek. Równoległe do plaży, w przybrzeżnej części akwenu, występują podwodne wały i ławice określane jako rewy o wysokości od 1–2 do ponad 10 m. Mogą one występować pojedynczo lub w zespołach, równoległe do siebie.

Na zapleczu plaży często występują wały wydymowe, które powiązane są z plażami w jeden system krążenia materii i energii. Zewnętrzna część plaży zalewana jest w całości tylko podczas bardzo silnych sztormów, normalnie jej powierzchnia modelowana jest przez wiatr charakterystyczny dla wybrzeża. Dlatego z tą częścią plaży sąsiaduje zwykle pas nadbrzeżnych wydym eolicznych, zbudowanych z piasku wywiewanego z plaży. Szerokość plaży jest zmienna i zależy od warunków lokalnych, dodatkowo zmienia się po zimowych sztormach. Na polskim wybrzeżu szerokość plaż waha się od kilku do prawie 200 m.

Zmniejszenie dostawy materiału, którego przyczyny mogą być różne, zmienia bilans sedymentacyjny plaży i może prowadzić do erozji. Na wielu odcinkach polskiego wybrzeża przyczyną naturalną jest wzrost poziomu morza i silna erozja podczas zimowych sztormów. Odnotowana w wielu miejscach w ostatnich dziesięcioleciach przyspieszona erozja plaż ma głównie przyczyny antropogeniczne i wynika ze stabilizacji klifów i niedopuszczania do ich podcinania oraz zmniejszenia wielkości transportu fluwalnego przez budowę zbiorników zaporowych na rzekach (Migoń 2006).

#### **4.2.2. Plaża i pas wydymowy w mieście**

W związku z rozwojem przestrzennym miast niektóre plaże znalazły się w ich obrębie. Należy wyróżnić inny sposób użytkowania plaży oraz pasów wydymowych bezpośrednio z nią sąsiadujących. Plaże są ważnym miejscem wypoczyn-

ku mieszkańców, ale także atrakcją turystyczną. Im szersza jest piaszczysta plaża, tym lepiej z punktu widzenia turystów. Takie wykorzystanie plaż jest dominujące. Zdarza się, że w ich obrębie wznoszona jest drobna infrastruktura umożliwiająca komunikację, np. drewniane pomosty spacerowe lub wyciągi krzeselkowe. Plaża do zasięgu fal sztormowych nie jest zabudowywana. Jednak od kilkudziesięciu lat bezpośrednio sąsiedztwo plaży jest miejscem lokalizacji wielu domów, kondominiów, hoteli i innych obiektów komercyjnych, szczególnie w miejscowościach turystycznych i rekreacyjnych (ryc. 4.5). Zdarza się jednak, że budynki wzniesione kilkadziesiąt lub kilkanaście lat temu w bezpiecznej odległości od zasięgu fal sztormowych obecnie są przez nie zalewane, ponieważ w wyniku abrazji plaża przesunęła się w głąb lądu, czyli pod same zabudowania. Dodatkowo coraz częściej wyższe części plaży są także miejscem lokalizacji zabudowy, zwłaszcza usługowej i turystycznej.



Ryc. 4.5. Zabudowa usytuowana wzdłuż plaży – umocniona droga oddziela piaski plażowe od zabudowy

Fot. E. Kobjek.

Zupełnie inaczej są postrzegane i wykorzystywane pasy wydymowe będące na zapleczu plaży – to one od dawna podlegają zabudowie. Podejmowane są różne prace mające na celu zatrzymanie transportu piasku, np. sadzone są rośliny czy wznoszone płotki wymuszające jego akumulację przed terenem zabudowanym (ryc. 4.6).



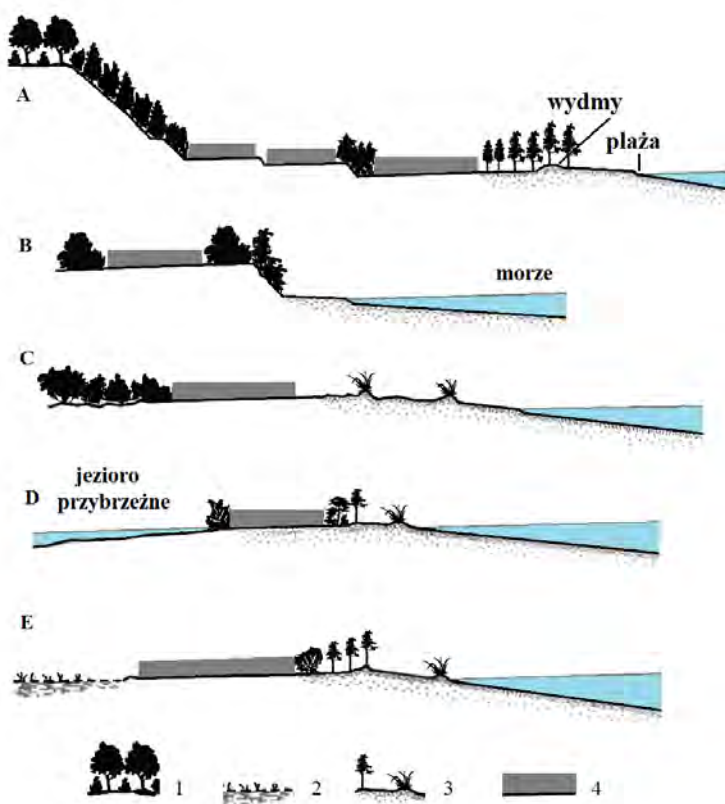
Ryc. 4.6. Zabudowany pas starszych wydm – wymuszana akumulacja piasku w obrębie wydm młodszych poprzez nasadzenia traw, wznoszenie płotków lub siatki

Fot. E. Koboжек.

W strefie klimatu umiarkowanego wskazać można pewien generalny układ przestrzenny osiedli i miast w stosunku do wybrzeża: plaża, zielony pas nadmorski minimum 100 m szerokości (na wydmach) wolny od zabudowy, na którym znajdują się ewentualnie tylko obiekty związane ze sportem, plażowaniem itp., następnie w pasie o szerokości do 2,5 km (razem z plażą i pasem zieleni) mieści się zabudowa związana z funkcjami osiedla. Rycina 4.7 przedstawia lokalizację osiedli nadmorskich w różnych sytuacjach topograficznych w Polsce. Pozostawienie lasu na wydmach nawet w obrębie miast jest bardzo korzystne ze względu na procesy naturalne. Zabudowa występuje dopiero za pasem wydmowym, często wchodzi na wyższe terasy.

Zimą plaże są niszczone, a szczególnie silnie zachodzi ten proces np. w Kołobrzegu. Miasto jest uzdrowiskiem, przyciąga kuracjuszy oraz turystów o każdej porze roku i plaża jest ważną wizytówką. Kolejne zimowe sztormy nie tylko zalewają plażę, ale ją niszczą, dlatego w 2010 r. rozpoczęto prace naprawcze. Po remoncie w centrum miasta plaża miała 50 metrów szerokości, a nie dwa. Sztormowe spiętrzenia Morza Bałtyckiego na polskim wybrzeżu wynoszą 1 m, a wysokość plaży osiąga 0,8–1 m n.p.m., dlatego są one zalewane.





Ryc. 4.7. Lokalizacja osiedli nadmorskich w typowych układach topograficznych na polskim wybrzeżu  
 A – na terasach nadmorskich (typ sopocki), B – nad skarpą nadmorską, czyli klifem (typ Jastrzębiej Góry), C – na niskiej terasie (typ Świnoujścia), D – na mierzei pomiędzy morzem a jeziorem przybrzeżnym (typ Mielna), E – na terenie pomiędzy morzem a obszarami zabagnionymi (typ kołobrzescki),  
 1 – roślinność liściasta na obszarach zbudowanych z osadów polodowcowych,  
 2 – tereny zabagnione, 3 – tereny piaszczyste plaży i pasa wydmowego,  
 4 – tereny zabudowane

Źródło: na podstawie Różański 1979, uzupełnione.

W Sopocie, podobnie jak w innych nadmorskich miastach, wydmy nabrzeżne zajmuje park miejski (4.7A). Zdarza się, że w okresie jesienno-zimowych sztormów lub wczesną wiosną bardzo silny wiatr przenosi piasek z plaży do tego parku (ryc. 4.8). Na trawniku i na chodnikach powstają małe wydmy, np. w październiku 2016 r. i w marcu 2018 r. Jest to zupełnie naturalne zjawisko przyrodnicze w tej strefie, chociaż kłopotliwe dla mieszkańców i kosztowne dla oczyszczania miasta.





Ryc. 4.8. Piaszczyste zaspy na chodniku i ulicy w obrębie fragmentu miasta zbudowanego na przybrzeżnym pasie wyludowym

Źródło: <https://www.trojmiasto.pl/wiadomosci/Sopot-wiatr-przesypal-piasek-do-Parku-Polnocnego-n122198.html> (dostęp: 15.12.2018).

Na wybrzeżu Morza Śródziemnego małe plaże rozwinęły się w zatokach u podnóża skalistych klifów. Najstarsza część miasta zajmuje skalisty obszar klifowy, a niższa wypoczynkowa ulokowana jest wzdłuż zatoki. Zwykle plaża oddzielona jest od reszty miasta zespołem architektonicznym przeznaczonym dla letników (hotele, pensjonaty i domy wczasowe). Ważnym elementem jest oczywiście szeroka promenada. Przykładem takiego rozwiązania jest np. miasto Royan we Francji zbudowane na wapiennym klifie, z częścią rekreacyjną rozbudowaną po zniszczeniach wojennych w 1945 r. wzdłuż plaży (Czarnecki 1964).

W wielu miejscach na świecie plaże są erodowane i stają się coraz węższe. Na przykład w Kalabrii we Włoszech w latach 1950–1970 szczególnie silna erozja była powodem ubytku 0,5–1,49 m plaży rocznie, potem tempo erozji nieco osłabło. Przyczyną były warunki klimatyczne oraz działalność człowieka (budowa ostróg, osadnictwo, falochrony). Obecnie poziom morza podnosi się 1,1–1,6 mm na rok i z pewnością wpłynie na ożywienie tempa abrazji, a zabudowę od linii brzegowej oddziela już tylko kilka metrów (D’Alessandro i in. 2002).

#### 4.2.3. Wyspy barierowe i formy pokrewne

Ważną rolę w rozwoju akumulacyjnych form rzeźby na wybrzeżu odgrywa wzdłużbrzegowy transport rumowiska związany z działaniem prądów przybrzeżnych. Transport piasku prądami litoralnymi odbywa się do głębokości 9–18 m

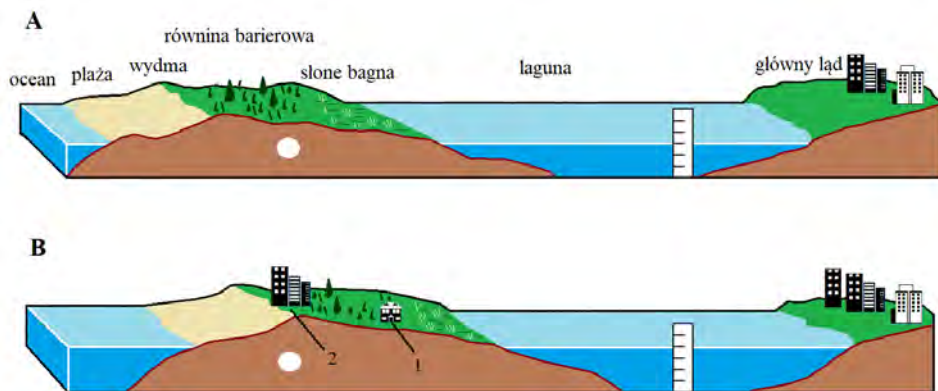
i przybiera nieraz ogromne rozmiary. Jego efekty są widoczne przede wszystkim tam, gdzie występuje załamanie w przebiegu linii brzegowej lub zaczyna się zatoka morska. Niesiony materiał jest akumulowany na przedłużeniu prostego odcinka brzegu. Powstają wtedy formy rzeźby zbudowane z piasków i żwirów, ale o różnych rozmiarach. Najmniejsze są kosy, czyli wąskie piaszczyste półwyspy ciągnące się w przedłużeniu plaży od lądu w kierunku morza. Wynurzenie kosy nie musi przebiegać systematycznie od nasady w stronę morza – mogą one także powstawać z połączenia ciągu wysp. Ich powierzchnia jest tylko nieznacznie wzniesiona powyżej średniego poziomu morza. Od strony otwartego morza znajduje się plaża, a oś stanowi pojedynczy lub złożony wał burzowy. Podczas szczególnie silnych sztormów wzburzone wody morskie mogą przelać się przez młode, wąskie kosy. Na starszych, odpowiednio szerokich formach, zaczynają działać procesy wydmotwórcze, a powstające wydmy mogą sięgać kilkudziesięciu metrów wysokości. Często fragmenty kos są umacniane. Na polskim wybrzeżu przykładem kosy jest Półwysp Helski, który ma 34 km długości i od 150 m do 3 km szerokości. Od strony morza brzeg jest jednostajny, gdyż wyrównuje go dryft biegnący wzdłuż kosy, natomiast od strony Zatoki Puckiej linia brzegowa jest niewyrównana. Kosę tworzą równoległe do brzegu ciągi niskich wydm (2–7 m, jedynie koło Jastarni sięgają 23 m n.p.m.), a od strony morza towarzyszy im szeroka plaża. Od strony zatoki plaże są skromniejsze, a miejscami zastępują je słone łąki i szuwały.

Kolejną formą akumulacyjną jest mierzeja, czyli długi, wąski pas lądu zamykający przybrzeżne akweny. Formy te powstały w wyniku transportu o kierunku prostopadłym i ukośnym do brzegu, a zbudowane są z piasków. Większą część polskiego wybrzeża (>70%) zajmują brzegi mierzejowo-barierowe, z wydmacami o wysokości od 2 do 40 m. Powierzchnie mierzei położone są na wysokości 1–3 m ponad współczesny poziom morza. Na ich zapleczu występują najczęściej stosunkowo obszerne zagłębienia z płytkimi jeziorami.

Do największych form akumulacyjnych należą wyspy barierowe, które występują jako ciągi niskich, wydłużonych, piaszczystych lub piaszczysto-żwirowych wysp równoległych do stałego lądu. Pojedyncze wyspy mają zwykle długość 1–30 km, ale mogą kształtować długie ciągi do 100 km. Szerokość wyspy jest zwykle mniejsza i nie przekracza 3 km. Wznoszą się one generalnie do 5 m n.p.m. Między stałym lądem a wyspą występuje cicha, płytka laguna, którą mogą porastać trawy morskie, mangrowia albo rośliny terenów zabagnionych.

Wyspy barierowe są środowiskiem wyjątkowo niestabilnym, a ich łańcuchy osłaniają ok. 10–13% długości wybrzeży świata. Trzy czwarte takich wysp znajduje się na półkuli północnej (Segar 1998). Bariery występują na wschodnich wybrzeżach USA (duże nagromadzenie wysp to m.in. Sea Islands leżące u wybrzeży Karoliny Południowej i Georgii) oraz nad Zatoką Meksykańską. Rozwinęły się na wybrzeżu Holandii i Niemiec, a także w Polsce (znane jako mierzeje). Wyspy barierowe są zbudowane niemal wyłącznie z piasku, który został przytransportowany przez fale i dlatego narażone są na oddziaływanie fal sztormowych.

Od strony otwartego morza linia brzegowa bariery jest wyrównana, zaś od strony laguny zwykle bardziej urozmaicona (ryc. 4.9). Brzeg przymorski ma postać plaży. Wzdłuż osi bariery ciągnie się pas wydm eolicznych. Poza nim, od strony laguny rozwinięte bywają stożki przelewowe. Mają one postać płaskich, wachlarzowatych nasypów i powstają w wyniku przelewania się fal sztormowych przez obniżenia w pasie wydm. Od strony laguny rozwinięte są bagna. W warunkach naturalnych następuje powolne przemieszczanie się bariery w kierunku lądu. Plaża podlega procesom erozyjnym i przesuwa się w kierunku wnętrza wyspy barierowej – jest najbardziej dynamicznym elementem wyspy. W związku z taką tendencją w procesach naturalnych zabudowa na wyspach barierowych, szczególnie ta w sąsiedztwie plaży, jest zagrożona i dlatego podejmowane są różne, kosztowne prace zabezpieczające.



Ryc. 4.9. Rozwój wysp barierowych

A – przekrój przez wyspę barierową rozwijającą się w wyniku procesów naturalnych,  
 B – przekrój przez wyspę barierową rozwijającą się w wyniku procesów naturalnych przy podnoszeniu poziomu morza;

1 – starsza zabudowa od strony laguny, lokalizacja bezpieczniejsza, 2 – nowa zabudowa od strony plaży (wznoszona zwykle od lat 70. XX w.), zagrożona podczas silnych fal sztormowych

Źródło: opracowanie własne.

Geneza tych wydłużonych form jest dosyć złożona. Wyspy powstają na odcinkach wybrzeża, gdzie prąd wzdłużbrzegowy dostarcza ogromne ilości piasku. W pobliżu lądu, gdzie morskie dno jest piaszczyste i łagodnie pochylone w stronę morza, fale zaczynają się łamać daleko od brzegu, kilkaset metrów, a nawet kilka kilometrów. Wtedy nadbiegające na płytkie dno fale zmiatają z niego piasek i toczą w kierunku brzegu. W miarę osłabiania siły transportowej fal piasek jest składowany w pewnej odległości od brzegu i tworzy ławice przybrzeżne. Gdy ilość

materiału piaszczystego rośnie, ławice wznoszą się ponad powierzchnię morza, tworząc barierowe wyspy przybrzeżne. Wyspy barierowe narażone są na działanie największych zimowych sztormów o falach mających 5–10 m wysokości. Plaże są wtedy erodowane, a wysokie fale mogą całkowicie przelać się przez wyspę, niszcząc znaczne jej części. Wyspy barierowe są niestabilne i ciągle żywe, ale ochraniają ląd.

Procesy prowadzące do uformowania i migracji wysp nie są jeszcze w pełni wyjaśnione. Jednak prawie zawsze wskazywany jest wzrost poziomu morza jako jedna z ważnych przyczyn (Segar 1998). Wiele największych wysp barierowych powstało przy udziale erozji powierzchni wybrzeży w obszarach, gdzie poziom morza podnosi się od dłuższego czasu, np. na wschodnim wybrzeżu USA poziom morza podnosi się od 15 tys. lat, a piasek jest obficie dostarczany na plażę przez prąd wzdłużbrzegowy. Także na południowym wybrzeżu Bałtyku, gdzie są dobrze rozwinięte mierzeje, od wielu setek lat podnosi się poziom morza.

#### 4.2.4. Zagospodarowanie wysp barierowych

Chociaż zbudowane z piasków mierzeje i wyspy barierowe są najsilniej atakowane przez fale sztormowe i pełnią rolę ochronną w stosunku do lądu, to jednak od wielu dziesięcioleci są zagospodarowywane i zabudowywane. Stały się szczególnie atrakcyjnym miejscem do budowy domów letniskowych i rozbudowy miejscowości wypoczynkowo-turystycznych (ryc. 4.9B). Także laguny są dobrym miejscem na porty dla małych łodzi. Wielkie sztormy czy huragany, które dawniej traciły siłę na tych wyspach i erodowały je, teraz zagrażają zabudowie. Dlatego brzegi tych wysp są umacniane – czasem wbrew wiedzy geomorfologicznej.

Zaobserwować można pewną zmianę tendencji w zagospodarowywaniu wysp barierowych. W pierwszym etapie zasiedlania najstarsze osadnictwo zajmowało obszary równinne od strony laguny, czyli z dala od bezpośredniego ataku fal sztormowych. Tylko podczas wyjątkowo groźnych sztormów woda przelewała się przez wały wydymowe i zagrażała zabudowie. Lokalizacja tego typu miała miejsce na wyspach barierowych na wschodnim wybrzeżu USA oraz na mierzejach np. na polskim wybrzeżu.

Na mierzejach na południowym wybrzeżu Bałtyku nadal przeważa jeszcze zabudowa od strony laguny lub jeziora przybrzeżnego, a nie od strony otwartego morza (ryc. 4.7D i E). Mierzeje są jeszcze mało zurbanizowane, dominują małe miejscowości turystyczne. Wszystkie osiedla ulokowane są na piaszczystej równinie od strony zatoki lub jeziora przybrzeżnego, a porty rybackie zwrócone są w stronę zalewu i morza. Taka lokalizacja jest bezpieczniejsza. Chociaż fale sztormowe sięgają dalej w związku z podnoszeniem się poziomu morza, to podcinają usypane wcześniej wydmy i kształtują niewysoki klif piaszczysty. Jeszcze w połowie XX w. wydmy białe na Mierzei Wiślanej tworzyły pas o szerokości 150–230 m, obecnie zawężił się on w środkowej części do kilku-kilkudziesięciu

metrów, a tylko na jej krańcach wydmy białe i szare mają razem jeszcze ok. 200 m szerokości (Olaczek 2008). Wybudowanie przekopu przez Mierzę Wiślaną dla potrzeb ruchu statków zupełnie zaburzy procesy przyrodnicze. Także na Półwyspie Helskim (szerokość od 150 m do 3 km) zabudowa przeważa od strony zatoki, chociaż plaże są tu skromniejsze. Dawne wsie rybackie zmieniły się w modne kąpieliska już w okresie międzywojennym. Jastarnia, największa miejscowość wypoczynkowa (2,7 tys. mieszkańców), zajmuje najszerszą część z najwyższymi wydmy. Główna zabudowa zlokalizowana jest od strony zatoki.

Taka sama zasada lokalizacji zabudowy występowała początkowo na wyspach barierowych u wschodnich wybrzeży USA – zabudowane były części od strony laguny. Jednakże w ostatnich kilku dekadach wiele się zmieniło. Coraz więcej budynków, w tym nawet wieżowców, powstaje między wydmy a otwartym oceanem, czyli na powierzchni wystawionej na bezpośrednie działanie fal sztormowych. Taka zmiana wynikała z braku miejsca pod zabudowę od strony laguny, ale także z preferencji turystów i wczasowiczów – widok z okna na piaszczystą plażę i ocean oraz bezpośrednie wyjście z hotelu na plażę. Chęć zadowolenia turystów przyczyniła się z czasem do zabudowy także tej bardziej niebezpiecznej części wyspy. Obecnie zabudowa występuje już po obydwu stronach wysp barierowych (ryc. 4.9B). Takie zagospodarowanie wymaga zabezpieczeń plaży przed falami sztormowymi i erozją piasku.

Na południowy wschód od Nowego Jorku położona jest wyspa barierowa Fire Island o długości 50 km przy szerokości 160–400 m. Także tutaj domy letniskowe wybudowane tuż przy krawędzi plaży są zagrożone i potrzeba milionów dolarów na ich zabezpieczenie (ryc. 4.10, 4.11). Nasadzenia stabilizujące wydmy mogą ochronić częściowo wyspę przed migracją. Jednak dalsza silna erozja morska może doprowadzić do zniszczenia plaży i podcięcia wałów wydmy, a wraz z nimi domów. W 2012 r. huragan Sandy spowodował zalanie wodami powodziowymi 80% domów na wyspie, a 90 z nich zostało całkowicie zniszczonych (*Fire Island 2012*). Poziom morza podnosi się, a linia brzegowa wycofuje się w tempie ok. 0,6–1,2 m na rok (Van Diver 1985). W 1980 r. środkową część wyspy objęto ochroną z zakazem zabudowy ze względu na wartości przyrodnicze.

Jeszcze w 1955 r. zaledwie 5,5% powierzchni wysp barierowych na wschodnim wybrzeżu USA było zabudowane, w 1975 już 14% powierzchni wysp, przy czym aż 37% fasady od strony oceanu było zajęte przez budynki i drogi (Mitchell 1987). Parcelowano głównie grunty z działkami z widokiem na ocean. Dodatkowo intensywniej zabudowywane są wąskie wyspy barierowe niż te szersze – nawet trzy razy intensywniej, chociaż to one są bardziej niestabilne. W największym stopniu zagospodarowane są wyspy w Main (Maryland) i na Florydzie (72%). Do innych bardziej znanych zabudowanych wysp barierowych należą: Miami Beach i Palm Beach na Florydzie, Galveston i Corpus Christi w Teksasie, Atlantic City. Wszystkie te miejscowości rozwijały się dzięki pełnionej funkcji wypoczynkowo-rekreacyjnej. Chociaż historia Ocean City (wyspa Fenwick Island)





Ryc. 4.10. Domy wybudowane są na wydmach, a tarasy na palach wbitych już w plażę

Źródło: <https://activerain.com/blogsviw/1568474/fire-island-summer-vacation---a-world-all-its-own> (dostęp: 10.05.2019).



Ryc. 4.11. Domy wzniesione na wydmach – w celu stabilizacji piasków powierzchnie wydym obsadzone są trawami, wybudowano także drewniane ścieżki

Źródło: [www.pineshistory.org/michael-kors-celebrity-history/](http://www.pineshistory.org/michael-kors-celebrity-history/) (dostęp: 10.05.2019).



sięga 1800 r., to miasto najbardziej rozwinęło się w latach 70. XX w. jako miejscowość wypoczynkowa. Obecnie liczba mieszkańców stałych sięga ok. 6 tys., ale latem w mieście przebywa ponad 25 tys. osób. Z kolei miasto Atlantic City (wyspa Absecon Island) od początku było budowane dla potrzeb wypoczynkowych, a rozwija się na piaszczystej wyspie o długości zaledwie 13 km. Budynki wznoszone są nie tylko na wydmach, ale także na plaży.

Wyspy barierowe nadal narażone są na oddziaływanie fal sztormowych o wysokości 2–5 m oraz silny wiatr o prędkości powyżej 150 km/godz. (Easterbrook 1993). Szczególnie wysokie i niebezpieczne fale powstają podczas tropikalnych cyklonów. Cyklon Hugo w 1989 r. był przyczyną dużych strat na wyspie Folly leżącej u wybrzeży Karoliny Południowej. Z 290 budowli położonych od strony morza 17% zostało zniszczonych w stopniu uniemożliwiającym naprawę, a 86 budynków zostało uszkodzonych w ponad 50%. W 1997 r. cyklon tropikalny Josephine wytworzył falę o wysokości 3,5 m, która spowodowała silną erozję plaży, zburzyła domy i zniszczyła wydmy oddzielające je od morza w Galveston. Cyklon Rita (2005 r.) kompletnie zniszczył Holly Beach w Luizjanie, a Ike (2008 r.) ponownie zniszczył Galveston w Teksasie. Na początku XX w. cyklony nawiedzające wyspy barierowe powodowały śmierć wielu ich mieszkańców, np. w Galveston w 1900 r. zginęło ponad 6 tys. ludzi, a na Florydzie w 1928 prawie 2 tys. (Duxbury i in. 2002).

Wielkie sztormy spowodowane przez cyklony, które tracą siłę na wyspach barierowych, erodując je i przekształcając, teraz zagrażają także licznym miejscowościom i zabudowaniom. Dlatego brzegi tych wysp są umacniane, np. przez liczne falochrony i ściany betonowe. Obecnie jest ponad 300 falochronów w New Jersey na wyspach o łącznej długości 205 km. W Atlantic City brzeg jest zabezpieczony solidną ścianą na odcinku 20 km, przy długości wyspy 13 km. Ogromne kwoty wydawane są na odbudowę i przesunięcie piasków z laguny na uszczuplone podczas sztormu plaże. Zabudowa wysp wymaga stałego położenia linii brzegowej, a ogromna dynamika plaży na wyspach barierowych jest ich naturalnym stanem, czego dowodem są procesy np. w Atlantic City (ryc. 4.12, 4.13).

Kosztowne i ciężkie zabezpieczenia nie zawsze są skuteczne. Często efekt tych działań jest odwrotny, a ubytek materiału z wysp przybrzeżnych jest większy w sąsiedztwie terenów zabezpieczonych. Przykładem może być wyspa, na której położone jest Galveston wielokrotnie ponosząca duże starty podczas sztormów. Wyspa ma długość 28 km, a jej powierzchnia wznosi się tylko ok. 1,5 m n.p.m. Po katastrofie spowodowanej cyklonem w 1900 r. dla ochrony zabudowy wzniesiono w 1902 r. mur nadmorski we wschodniej części wyspy o długości 16,5 km. Ściana chroniła ludzi przed sztormem, ale była powodem wzmożenia erozji w odcinkach sąsiadujących z nią. Dodatkowo ściana zmieniła kierunek transportu piasku, co w rezultacie przyczyniło się do zanikania szerokiej dawniej plaży. W 1983 r. cyklon Alicja ponownie zniszczył miasto. Fale na niechronionej zachodniej części wyspy osiągały wysokość 22–30 m, przyczyniły się do ogromnej erozji i zniszczenia budynków.



Ryc. 4.12. Zabudowana wyspa barierowa w Atlantic City

Źródło: <https://www.trisavvy.com/water-club-at-borgata-atlantic-city-2251172> (dostęp: 8.11.2018).



Ryc. 4.13. Wysokie fale sztormowe zalewają prawie całą powierzchnię wyspy barierowej i powodują straty w zabudowie w Atlantic City

Źródło: <https://www.nytimes.com/2012/10/30/nyregion/storm-overwhelms-atlantic-city.html> (dostęp: 8.11.2018).

Wobec podobnych problemów w Corpus Christi podjęto zupełnie inne działania. Zamiast budować ściany betonowe, usiłowano odbudować znikającą plażę. Niestety piasek użyty do uzupełnień miał większą średnicę ziaren niż naturalny na plaży związany z charakterem falowania. W rezultacie plażę ustabilizowano, ale ma ona bardziej stromy stok niż początkowo ukształtowany przez procesy naturalne, przez co stała się bardziej niebezpieczna dla ludzi wchodzących do wody. Tymczasem odcinek plaży naturalnej sąsiadujący z tym umocnionym wycofuje się po każdym sztormie. Także w Carolina Beach od 1952 r. występuje problem z erozją plaży – tempo zanikania wzrosło z 0,2 m do 0,85 m na rok. W 1982 r. przywieziono na plażę 3,66 mln m<sup>3</sup> piasku kosztem 8,8 mln dolarów, który został zabrany przez kolejny zimowy sztorm (Segar 1998).

Ważnym czynnikiem kształtującym wydmy na wyspach barierowych jest wiatr, a zabudowa modyfikuje transport piasku. W normalnych warunkach piasek jest transportowany przez fale na plażę, a wiatr wysusza i transportuje dalej do centrum wyspy, nadbudowując wydmy. Jednak wysokie budynki na linii zewnętrznej plaży zmniejszają siłę wiatru i znacznie ograniczają transport piasku. Zatrzymuje się on często na ulicach, parkingach i ścieżkach spacerowych, z których jest usuwany. Wydmy budujące środkową część wyspy nie są już nadbudowywane, a piasek z plaży jest zabierany przez fale sztormowe. Dużą siłę wiatru widać w przypadku pojedynczych domów, gdy usuwa piasek i odsłania ich fundamenty.

Doświadczenia ostatnich dziesięcioleci potwierdzają wzrost poziomu oceanu i tempa erozji brzegów wysp barierowych oraz niekorzystne skutki wszystkich inżynierskich konstrukcji ochronnych. Badania geomorfologiczne dowodzą, że strefa wydm powinna migrować, jeżeli ma mieć swoje ochronne właściwości. Dlatego w USA opracowano program ochrony „trzymaj się z dala od wydm” – tych jeszcze niezabudowanych.

Niski profil topograficzny i wystawienie na cyklony oraz sztormy powodują, że wyspy barierowe są niebezpiecznym miejscem do zamieszkania. Dodatkowo jeżeli poziom morza będzie wzrastał, to zadanie utrzymania współczesnego zagospodarowania (zainwestowania) na wyspach będzie stawało się coraz trudniejsze i droższe. Nadal wiele osób uważa piaszczyste wybrzeże za wyjątkowo piękne i dlatego ten region jest silnie objęty zagospodarowaniem turystycznym. Pojawiają się budowle zabezpieczające, które mocno ingerują w procesy przyrodnicze. Prognozowanie ewolucji wysp barierowych poddanych tak silnej antropopresji są bardzo trudne. Geomorfolodzy badają zjawiska i budują modele na podstawie zapisów procesów z kilku ostatnich setek lat. Procesy w skali ostatnich 10–50 lat mają inną dynamikę, a budowniczowie chcieliby prognozy krótkoterminowe. Dobrym poligonem do badań naturalnych uwarunkowań i wpływu działalności człowieka jest historia wyspy Fire Island, ponieważ jej rozwój i zasięg przestrzenny obserwowany jest w ciągu ostatnich 220 lat.

### 4.3. Wybrzeża wysokie

W wielu miejscach wybrzeże jest wysokie i zbudowane ze skał masywnych lub zwięzłych, np. granitów, bazaltów, wapieni, piaskowców czy gliny. Charakterystycznym elementem takiego wybrzeża jest klif, czyli urwisko nadbrzeżne. Wybrzeża klifowe zajmują ponad połowę światowej linii brzegowej, a jego wysokości wynoszą od kilku do ponad 200 m. Wśród różnych form wysokiego wybrzeża można wyróżnić: klif zanurzony, gdzie stroma ściana wyrasta bezpośrednio z morza oraz klif ograniczony od strony morza skalną platformą przybrzeżną. Miejscami klif jest martwy i znajduje się poza zasięgiem fal, a stroma ściana jest stabilna – nie podlega procesom niszczenia i cofania. Ze względu na użytkowanie i zagospodarowanie najbardziej niebezpieczny jest klif żywy, obecnie niszczony w wyniku abrazji.

#### 4.3.1. Rozwój klifu w warunkach naturalnych

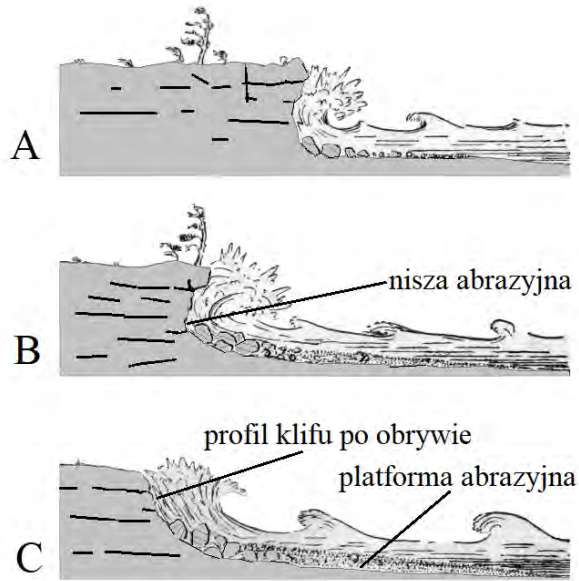
Fale morskie uderzające o wysoki brzeg powodują jego abrazję. Wiele fizycznych procesów przyczynia się do powolnego niszczenia skał, w tym rozkruszanie, odrywanie i rozmywanie. Woda, wciskając się w szczeliny i pęknięcia w skałach, powoduje sprężanie znajdującego się w nich powietrza, co doprowadza do rozsadzania i rozkruszania skał (fragmentacja hydrauliczna). Ciśnienie fal wywierane na brzeg może osiągnąć kilku tysięcy  $\text{kg}/\text{cm}^2$ , a prędkość masy wody rzuconej na brzeg przez łamiące się fale sztormowe dochodzi czasem do 110  $\text{km}/\text{godz}$ . (Marks 1992). Jeżeli brzeg zbudowany jest ze spękanych litych skał, to sprężanie i rozprężanie powietrza w szczelinach przez nadbiegające fale prowadzi do dalszego pęknięcia skały. Gdy fala odbija się i uwalniane jest powietrze, wyrzucany jest rozkruszony materiał – działa siła ssąca. Duży efekt daje fala, która nie przylega całą powierzchnią do urwiska skalnego. Powstaje poduszka powietrzna warunkująca kawitację. Podczas sztormów fala może przenosić bloki skalne o dużym ciężarze i uderzać nimi w klif – jest to tzw. fala uzbrojona. Fali przybojowej towarzyszy rozprysk wody sięgający nieraz 100 m wysokości.

Niszczenie brzegów zbudowanych z gipsu, wapienia, dolomitu lub skał o lepiszczu wapiennym wspomaga dodatkowo abrazja chemiczna. Sięga ona do wysokości rozprysku fali, a w efekcie procesu powstają żłobki, jamy, nisze i pieczary. Rozpuszczanie zachodzi częściowo w trakcie przesączania wody gruntowej w kierunku strefy brzegowej, ale ważna jest także woda morską. W skałę wwiercają się gąbki, robaki, algi, kraby, skałotocza, które także ją niszczą. Gąbki na ścianie węglanowej tworzą otwory w tempie ok. 14  $\text{mm}/\text{rok}$ , a jeżowce – 6  $\text{mm}/\text{rok}$  (Marks 1992).

Wszystkie te procesy najintensywniej oddziałują na dolną część klifu, do zasięgu fali przyływu i fali sztormowej, a rezultatem jest powstanie podciosu i niszy abrazyjnej (ryc. 4.14). W miarę pogłębiania obrywa się górna część podciosu



i powstaje charakterystyczne urwisko. Materiał z obrywu gromadzi się u podnóża klifu w postaci hałd i zwalów gruzowych, które są rozdrabniane, rozkruszone, a drobniejsze części zabiera ze sobą odpływająca fala i tworzy platformę abrazyjną, a poniżej niej zachodzi akumulacja (platforma akumulacyjna). Platforma abrazyjna jest powierzchnią o nachyleniu ok.  $1^\circ$ , szerokości do kilkudziesięciu metrów.



Ryc. 4.14. Etapy abrazyji i cofania klifu

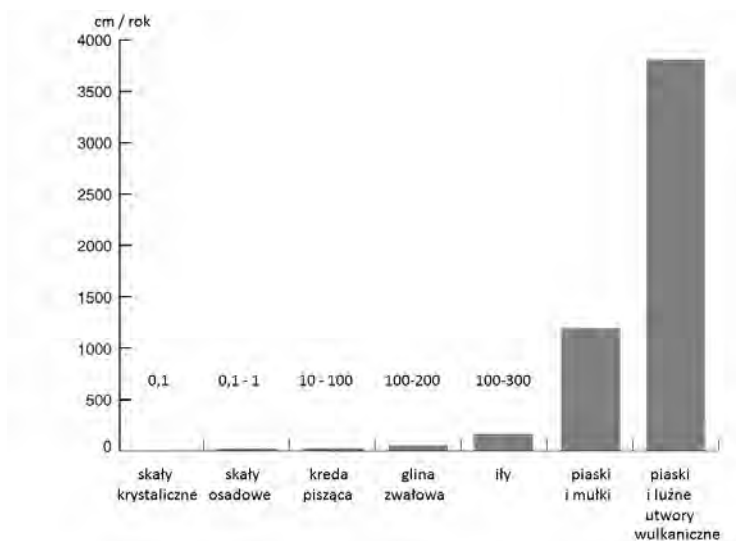
A – niszczenie klifu przez fale morskie, B – rozwój niszy abrazyjnej w dolnej części klifu, C – nowy profil klifu po wystąpieniu obrywu

Źródło: opracowanie własne.

W zależności od cech podłoża skalnego wybrzeża klifowe są przekształcone przez obrywy i odpadania, głębokie osuwiska rotacyjne, spływy i osuwiska błotne. Dodatkowym czynnikiem niszczącym klif są wypływy wód gruntowych, np. z glin przewarstwionych piaskami (Subotowicz 1982).

Rezultatem wszystkich procesów niszczenia jest cofanie brzegu, czyli przesuwanie klifu w głąb lądu. Tempo cofania się klifu jest różne i zależy od budowy geologicznej (ryc. 4.15). Najbardziej odporne na abrazję są masywne skały granitowe, ponieważ recesja może przebiegać w tempie poniżej 0,001 m na rok (poniżej 1 m w ciągu 1000 lat). Wapienie mają różną odporność w zależności od rodzaju, zwykle podawany jest zakres 0,001–0,01 m na rok (1–10 m na 1000 lat).

Szczególnie odporne są wapienie skaliste. Z kolei klify zbudowane z kredy piszącej i słabo skonsolidowanych utworów kenozoicznych (iły, mułowce) mogą cofać się w tempie 0,1–1 m na rok (100–1000 m na 1000 lat).



Ryc. 4.15. Przykłady tempa cofania się klifu w zależności od materiału

Źródło: na podstawie Easterbrook 1993, uzupełnione.

Najbardziej podatne na abrazję są klify zbudowane z utworów słabo skonsolidowanych. Plejstocenijskie utwory glacialne mogą być niszczone w tempie 1–10 m na rok. W Polsce średnia prędkość cofania się klifów wynosi do 0,1 do 1 m/rok (Subotowicz 1982). W Wielkiej Brytanii w Kornwalii 2–3 m/rok. W przeszłości odnotowano w Anglii odcinki wybrzeża, które cofały się 5–14 m na rok (Bohdziewicz 1970), dlatego wybrzeża angielskie są tak malownicze i urozmaicone. Największe tempo cofania mają klify zbudowane z luźnych utworów wulkanicznych. Klif na wyspie Krakatau w Indonezji o wysokości 5,7 m zbudowany z piroklastycznych osadów cofnął się z maksymalną prędkością 3 m/miesiąc, a klif o wysokości zaledwie 1,4 m w ciągu miesiąca wycofał się o 9,7 m w sezonie monsunowym w latach 1981–1982 (Sunamura 2015). Występuje bardzo duże lokalne zróżnicowanie tempa abrazji klifów.

Wszystkie procesy abrazyjne powodują cofanie się klifu i utratę terenów lądowych, co jest procesem nieodwracalnym, inaczej niż w przypadku niszczenia plaż. Chociaż abrazja jest naturalnym procesem, to jednak cofanie klifów w obszarach zurbanizowanych jest bardzo niebezpieczne, ponieważ może prowadzić do niszczenia zabudowy i infrastruktury, a nawet całych miejscowości nadmorskich.



### 4.3.2. Miasta na wybrzeżu klifowym

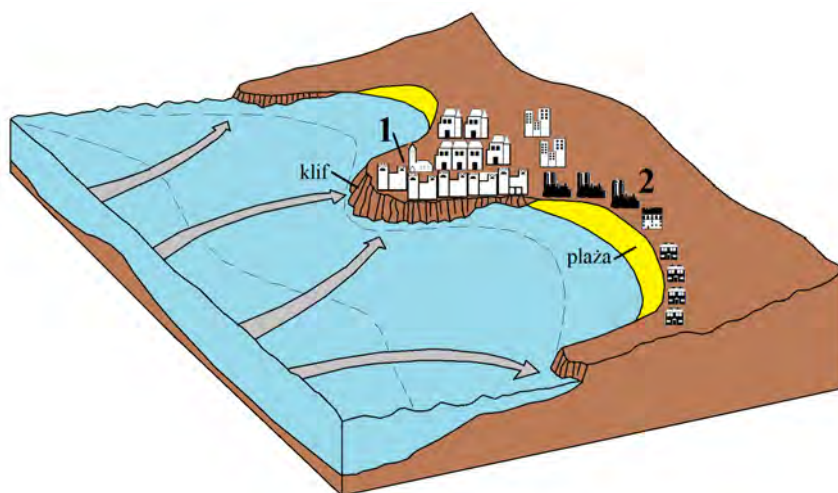
W średniowieczu główną przyczyną lokowania miasta na krawędzi klifów były względy obronne. Na wysokim, skalistym klifie z widokiem na przejście morskie miało większą kontrolę nad otaczającymi go wodami i było praktycznie niemożliwe do zdobycia od strony wody. Niewiele miast o takiej lokalizacji rozrosło się do większych rozmiarów – zwykle pozostały miastami małymi, a obecnie są dużą atrakcją turystyczną. Należy jednak podkreślić, że takie miasta zakładano na klifach zbudowanych ze skał zwięzłych, odpornych na abrazję, np. w basenie Morza Śródziemnego. Klify zbudowane ze skał podatnych na abrazję (np. z glin zwałowych) znalazły się w obrębie miast zwykle dopiero w wyniku ich późniejszego rozwoju przestrzennego. Przykładem żywych klifów w granicach miast jest południowe wybrzeże Morza Bałtyckiego oraz wschodnie wybrzeże Wielkiej Brytanii.

W zależności od rzeźby brzegu klifowego różnie ulokowane są miasta i posiadają odmienny układ przestrzenny. Wskazać można dwie podstawowe sytuacje: wysoki i dosyć stromy stok górski podcinany przez morze (ryc. 4.16) oraz płaska powierzchnia opadająca klifem ku morza (ryc. 4.17).



Ryc. 4.16. Wysoki i stromy stok górski podcinany wskutek abrazji, a w jego niższej, łagodniejszej części powstało miasto, np. miasteczka w Cinque Terra we Włoszech

Fot. E. Kobjek.



Ryc. 4.17. Rozwój przestrzenny miasteczka położonego na klifie oraz rozkład energii w postaci fal zbliżających się do nieregularnej linii brzegowej  
1 – najstarsza część miasteczka wzniesiona została na koronie klifu, 2 – młodsza część zajmuje niżej położone tereny w zatoce wokół plaży

Źródło: opracowanie własne.

W pierwszym przypadku (wysokie zbocze górskie) fale morskie obmywają tylko najniższą jego część, a zabudowa zlokalizowana jest terasowo w wyższych partiach stoku. Rozplanowanie miasta nawiązuje do specyficznej rzeźby. Ulice mają układ równoległy do poziomicy i tym samym do brzegu morskiego. Uliczki są wąskie i kręte. Zabudowa występuje po obu stronach drogi, lub tylko po jednej w odcinkach najbardziej stromych. Procesy przyrodnicze, w tym sztormy i abrazja, zachodzą w dolnej części klifu i mogą obejmować tylko niżej położone fragmenty miasta. Innym zagrożeniem dla tych miast mogą być procesy stokowe, którym sprzyja duże nachylenie stoku i obecność zwietrzliny. Przykładami miast ulokowanych na stokach górskich podcinanych przez morze jest region we Włoszech tzw. Cinque Terre. Także w tym przypadku większym zagrożeniem są dla nich procesy odpadania skał i lawiny błotne niż abrazja. Przykładowo 25 października 2011 w Cinque Terre zeszła lawina błotna. Zwietrzlina po silnych opadach deszczu stała się bardziej plastyczna i spłynęła w dół stoku. Najbardziej ucierpiało miasteczko Vernazza. Zginęło wówczas 11 osób, uszkodzone zostały budynki, a część samochodów została zepchnięta do morza.

Sytuacja druga, czyli płaska powierzchnia lądowa opadająca stromym klifem ku morza, stwarza zupełnie inne warunki do rozwoju miasta. W takiej sytuacji topograficznej miasta zostały ulokowane na tej wyższej, płaskiej powierzchni tuż przy koronie klifu (ryc. 4.17). Ich rozplanowanie jest odmienne niż miasteczek

wybudowanych na stromym stoku górskim. Tak usytuowanych miast jest zdecydowanie więcej. W zależności od budowy geologicznej zagrożenie abrazją jest różne, od znikomego na klifach skalistych po bardzo duże na klifach niejednorodnych zbudowanych z glin przewarstwionych mułkami i piaskami wodonośnymi.

Na klifach skalistych zbudowanych ze skał odpornych na erozję (bazalt, granit, wapień, odporne piaskowce) nawet podczas sztormów wynik abrazji jest minimalny i miasta założone na jego koronie są bezpieczne. Profil skalistych klifów jest efektem abrazji działającej przez długi okres geologiczny, a nie w skali tysiąca czy setek lat. Na krawędzi skalistych klifów już w antycznych czasach zakładano miasta, ale obecnie dominują te sięgające genezą średniowiecza. Tempo abrazji jest minimalne, dlatego przetrwały nawet średniowieczne mury obronne itd. W wielu miejscach ściany starych kamienic i domów są wybudowane w taki sposób, że sprawiają wrażenie przedłużenia skalistej ściany klifu. Układ przestrzenny miasta nawiązuje do rzeźby. Nawet na niskich klifach nie ma zagrożenia podczas sztormów, ponieważ zabudowa zwykle położona jest 4–5 m powyżej poziomu morza, zagrożone bywają jedynie drogi położone niżej. Na klifach skalistych rozwinęły się w przewadze małe miasta i rzadziej średnie z powodu braku miejsca do rozwoju przestrzennego. Wybrzeża Morza Śródziemnego są bardzo urozmaicone, na wielu odcinkach skaliste, klifowe, przeplatane płytkimi zatokami i plażami. Powstały przez zalanie młodych gór fałdowych o rzeźbie fluwialnej. Są to rejony szczególnie atrakcyjne pod względem turystycznym (Riwiera Francuska i Włoska). Także klify zbudowane z piaskowców na wybrzeżu Portugalii są odporne na abrazję i miasta zbudowane na ich koronach są bezpieczne (ryc. 4.18). Zdarza się jednak, że młodsza, niżej położona część miasta, może ucierpieć podczas silnych zimowych sztormów. Woda zalewa wtedy nisko położone dzielnice i drogi.

Szczególnie urozmaicone warunki topograficzne występują w miastach zbudowanych na klifach wapiennych. Wapień w przewadze są skałami bardzo odpornymi na mechaniczne oddziaływanie abrazji, ale podlegają procesom krasowym, które z kolei przyczyniają się w dłuższych okresach geologicznych do ukształtowania bardzo urozmaiconego i atrakcyjnego krajobrazu. Najsilniej niszczone są strefy spełkane, dlatego klif jest bardzo nieregularny. U podnóża klifu wapiennego, w zasięgu fal i linii przyływu, często występują nisze, pieczary, krótkie jaskinie, a ponad wodę wystają ostańce, czyli skałki o różnych kształtach, np. iglic, mostów, bram, o wysokościach 20–100 m. Formy takie podlegają erozji w bardzo ograniczonym stopniu, a występujące w przestrzeni miejskich są dużą atrakcją turystyczną (ryc. 4.19).

Miasta położone na klifach wapiennych są bezpieczne, ponieważ procesy, które doprowadziły do ukształtowania obecnej rzeźby, działały czasem nie tysiące, ale setki tysięcy lat. Większość z nich, z racji bezpiecznego położenia, urokliwego krajobrazu i zabytków, pełni funkcje turystyczne. np. Bonifacio, Polignano. Uliczki nawiązują do kształtu wybrzeża, wiele z nich kończy się tarasami, z których rozciąga się wspaniały widok na morze i strome skalne brzegi. Czasem grotty wapienne nad samym brzegiem morza wykorzystywane są jako restauracje.





Ryc. 4.18. Miasto Azenhas do Mar w Portugalii wzniesione na wysokim klifie zbudowanym z piaskowca

Fot. E. Koboжек.



Ryc. 4.19. Skalki wapienne na wybrzeżu miejskim w Tunezji

Fot. E. Koboжек.

Mniej bezpieczne warunki do zabudowy panują na krawędziach klifów zbudowanych z kredy piszącej występujących np. w północno-zachodniej Europie i w południowo-zachodniej Anglii. Jest to skała miękka i dość łatwo ulega abrazji. Klify kredowe narażone są na odpadanie, szczególnie zimą. W sąsiedztwie takich form występuje zwykle tylko wiejska zabudowa rozproszona. Przykład aktywnej abrazji stanowi miejsce lokalizacji kościoła Højerup Kirke w Danii Południowej (Zelandia) na klifie Stevns Klint (ryc. 4.20). Sam klif ma 40 m wysokości, w spągu zbudowany jest z miękkiej kredy, a w stropie z odporniejszych płytowych wapieni. Szybciej niszczona jest warstwa kredy i to w niej utworzyła się nisza abrazyjna. Wapienie w górnej części klifu tworzą pewne przewieszenie. Jednak silna abrazja kredy przyczynia się do obrywów wapieni. Świątynia została zbudowana około 1200–1250 r. w pewnej odległości od klifu. Z uwagi na abrazję brzegu morskiego stoi ona obecnie nad samym urwiskiem. Z powodu niebezpieczeństwa osunięciem brzegu kościół został zamknięty już w 1910 r. W czasie sztormu w 1928 r. z klifu przy kościele oderwał się wielki blok kredowy, co spowodowało pęknięcia i zarysowanie ścian budynku, a część prezbiterium runęła do morza. Wybudowane później solidne zabezpieczenia chronią na razie świątynię przed dalszym zniszczeniem.



Ryc. 4.20. Budynek kościoła Højerup w Danii na krawędzi klifu zbudowanego z kredy piszącej w spągu i wapieni w stropie

Fot. E. Koboжек.

Także na wybrzeżu klifowym w południowej Anglii zachodzi intensywne abrazja. W 2008 r. w małym miasteczku Lyme Regis na kredowym klifie powstało osuwisko, które objęło brzeg o wysokości 95 m i długości 400 m. Miejscowość ma urokliwe położenie i już ponad 200 lat jest wykorzystywana rekreacyjnie, a część odcinka wybrzeża kredowego wpisana jest na listę światowego dziedzictwa UNESCO.

U podnóża kredowych klifów w wyniku obrywów gromadzą się niewielkie ilości głazów, które są usuwane przez falowanie w ciągu kilku tygodni lub miesięcy. Osady z większych obrywów mogą być usuwane przez wiele miesięcy, a nawet kilka dekad erozji. Z badań przeprowadzonych we Francji wynika, że gruz o objętości prawie 8000 m<sup>3</sup> został całkowicie zniszczony w ciągu ośmiu miesięcy (Sunamura 2015). Jest to dowodem na intensywną abrazję kredowego klifu.

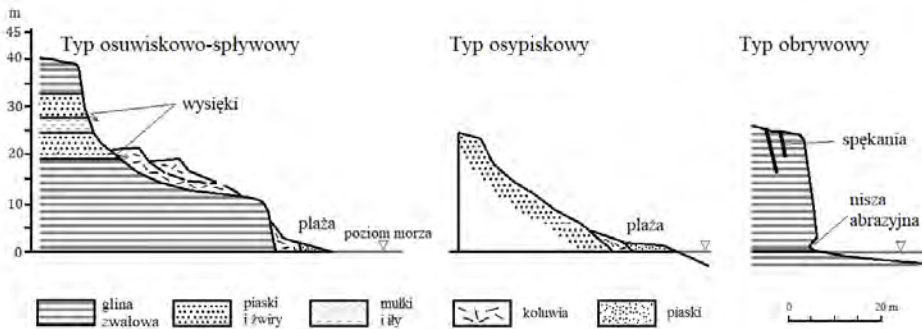
Zdecydowanie większe tempo abrazji ma miejsce na klifach zbudowanych z glin zwałowych. Przykładem mogą być odcinki południowego wybrzeża Bałtyku w Polsce oraz wybrzeża Atlantyku we wschodniej części Wielkiej Brytanii. Za jeden z najszybciej cofających się klifów w Europie uważany jest odcinek linii brzegowej o długości 60 km w Holderness w północno-wschodniej Anglii, zbudowany z ilastych glin. Z badań przeprowadzonych w okresie 16 lat (1966–1982) w południowym krańcu tego odcinka wybrzeża wynika, że klif cofał się skokowo, w jednym okresie szybciej, a w innym wolniej. Średnie tempo dla centralnego odcinka o długości 1 km zostało wyliczone na 0,6–0,7 m/rok (Sunamura 2015).

W Suffolk w Anglii podczas fali sztormowej na Morzu Północnym w 1953 r. fragment klifu o wysokości 3 m cofnął się w ciągu jednej nocy o 27 m, a klif o wysokości 12 m o 12 m. W obydwu przypadkach klif zbudowany był z materiału polodowcowego. Z kolei w 1993 r. zniszczony został hotel w Holbeck Hall w Scarborough, zbudowany w 1880 r. przy krawędzi klifu, z szerokim trawnikiem i wspaniałym widokiem na zatokę. Klif zbudowany z gliny i miękkich piaskowców jest podatny na podcinanie przez fale morskie. Jeszcze 3 czerwca 1993 r. budynki były prawie 65 m od krawędzi klifu, ale przez dwa kolejne dni krawędź przybliżała się do hotelu. Ostatecznie grunt zsunął się 5 czerwca i część hotelu wraz z nim runęła do morza. Tempo abrazji wynosiło miejscami 10 m/rok (Pearce 2007). Do katastrofy w Holbeck Hall przyczyniły się dwa żywioły: morskie fale i bardzo obfite opady deszczu (140 mm w ciągu 2 miesięcy), które doprowadziły do osunięcia mas skalnych o objętości 1 mln m<sup>3</sup>. Ogromne zwały gliny morenowej budującej klif zsunęły się na plażę i utworzyły jezior osuwiskowy o szerokości 200 m. Krawędź klifu cofnęła się o ponad 70 m. Ta klęska żywiołowa uszkodziła budynki i samochody.

Klify o wysokości 10–100 m występują także na polskim wybrzeżu Bałtyku. Niestety zbudowane są z plejstocenijskich osadów polodowcowych oraz holocenijskich osadów aluwialnych, osadów akumulacji morskiej i eolicznej (Kostrzewski i Musielak 2008), czyli bardzo podatnych na abrazję, która zachodzi intensywnie głównie podczas jesienno-zimowych sztormów. O morfologii klifów w dużym



stopniu decydują lokalne warunki morfolitologiczne i hydrometeorologiczne oraz ruchy masowe (ryc. 4.21). Szczególnie aktywne są na polskim wybrzeżu osuwiska, które zachodzą na klifach zbudowanych z na przemian ułożonych warstw przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych (ilastych). U podnóża takiego klifu tworzą się charakterystyczne stożki osuwiskowe. W sezonie sztormowym fale przyboju zabierają dolną część stożków, kształtując w ten sposób podcięcia abrazyjne. Osuwiska na wybrzeżu klifowym uruchamiają duże opady atmosferyczne. Abrazja wybrzeży i związane z tym cofanie klifów ma charakter cykliczny. Okresy względnej równowagi dynamicznej przerywane są etapami intensywnego niszczenia. Bywały katastrofalne ubytki rzędu 7–8 m, np. w 1983 r., oddzielone okresami stabilizacji, a nawet narastania plaży. Największe zniszczenia abrazyjne występowały pod koniec ciepłych zim 1913/1914, 1982/1983, 1986/1987, 1999/2000 i 2006/2007, kiedy to brzeg nie był chroniony pokrywą lodu morskiego, a występowały silne sztormy przy dominacji wiatru z północy–północnego-wschodu (Florek i in. 2008). W ostatnich latach znaczną abrazję obserwowano podczas sztormów późnojesiennych w 2004 r., a także 2006/2007. Średnie tempo cofania klifów w polskim wybrzeżu wynosi 0,1–3,1 m/rok i może być zwiększone przez czynniki naturalne i antropogeniczne. Do czynników antropogenicznych należy głównie złe zagospodarowanie korony klifu i jego najbliższego sąsiedztwa. Klify aktywne, reprezentujące różne etapy rozwoju, mają łączną długość około 45 km z 500 km długości wybrzeża (Subotowicz 1982), czyli stanowią ponad 8%.

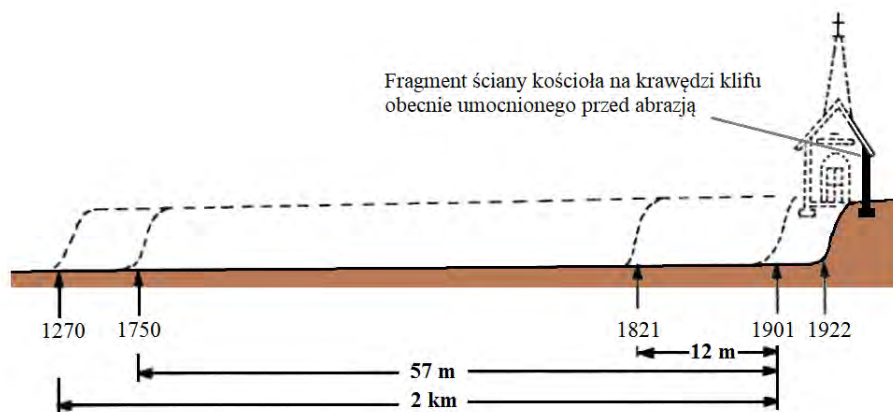


Ryc. 4.21. Geodynamiczne typy klifów wybrzeża Polski

Źródło: na podstawie Subotowicz 1982.

Przykładem obrazującym duże tempo abrazyji i jego skutki dla człowieka są losy kościoła w Trzęsaczu (ryc. 4.22). Gotycki kościół został wybudowany w XV w. w odległości 2 km od krawędzi klifu, który ma w tym odcinku 15 m wysokości i jest zbudowany głównie z glin zwałowych (Stecki 1978). Postępująca erozja brzegu sprawiła, że już w połowie XVIII w. korona klifu znajdowała się

bardzo blisko kościoła (57 m). W 1821 r. odległość ta wynosiła 12 m, w 1855 r. zaledwie 5,5 m. W 1868 r. krawędź klifu zbliżyła się już na odległość 1 m od murów kościoła. W 1900 r. runęła do morza północno-zachodnia część kościoła, a kolejne partie murów waliły się w latach 1903–1922 i w 1973. Obecnie pozostał niewielki fragment ściany południowej. Tempo recesji klifu było zmienne i stopniowo malało. Średnie tempo w ostatnich 200 latach wynosiło 0,4 m/rok, ale w drugiej połowie XVIII w. było bliskie 1 m/rok (Subotowicz 1982). W 1996 r. klif został umocniony specjalnymi blokami kamiennymi, ale nie powstrzymały one procesu abrazji. W związku z tym podjęto dalsze prace – ścianę ruiny odkopano praktycznie do fundamentów, wykonano odpowiednią konstrukcję, którą potem zalano betonem. Sam klif został odpowiednio przekształcony, pokryty kamieniami i osłonięty metalową siatką. Ściana kościoła nad zabetonowanym klifem jest ważną atrakcją turystyczną.



Ryc. 4.22. Cofanie klifu zbudowanego z gliny zwałowej w wyniku abrazji i losy kościoła w Trzęszaczu wybudowanego w XV w.

Źródło: na podstawie Kowalski 1972 i Stecki 1978.

Także w Ustroniu Morskim tempo cofania klifu o wysokości 3–5 m osiąga duże wartości 0,1–3,1 m/rok, większe niż średnia wartość dla polskiego wybrzeża. Podniesienie poziomu Bałtyku będzie sprzyjało abrazji na wybrzeżu klifowym.

#### 4.4. Sposoby ochrony wybrzeża i ich skutki

Ochrona brzegu morskiego w obrębie terenów zurbanizowanych przed nadmierną abrazją jest od dawna ważnym wyzwaniem. Wybudowane zabezpieczenia czasami skutecznie chroniły brzeg morski, a w innym przypadku

nie pomagały, a nawet przeciwnie – przynosiły niezamierzone szkody, np. dewastację sąsiednich brzegów. Pomimo ogromnego postępu technicznego, projektowanie i budownictwo budowli na morskim brzegu nadal łączy się ze znacznie większym ryzykiem niż w innej dziedzinie. Szczególnie intensywnie chronione są brzegi morskie w obrębie miast i portów. Prace te wzmagają się dodatkowo w ostatnich dziesięcioleciach w związku z podnoszeniem się poziomu oceanu łączonym z efektem globalnego ocieplenia oraz intensyfikacją procesów abrazji.

Ochronę brzegów dzieli się zwykle na naturalną i sztuczną, a tę drugą na bierną i czynną. Naturalna ochrona brzegu polega na wykorzystaniu istniejących form nadbrzeżnych, które przez właściwe biologiczne umocnienie stworzą dostateczną osłonę przed wdzieraniem się morza na ląd i niszczeniem brzegu. Brzegi akumulacyjne charakteryzuje przeważnie obecność wydm, które przez właściwe ukształtowanie i umocnienie roślinnością tworzą silny wał zabezpieczający zabudowane zaplecze. Odsłonięte wydmy nadmorskie łatwo podlegają przemieszczaniu, ponieważ piaski są wywiewane przez wiatr i transportowane. Dlatego w różny sposób próbuje się stabilizować piaski nadmorskie np. systemem płotków, narzutami gałęzi, które zmniejszają prędkość wiatru, sprzyjają akumulacji i osłaniają rozwijającą się roślinność. Na odsłoniętych powierzchniach wydm sadzone są odpowiednio dobrane rośliny, które wymagają troskliwej pielęgnacji przez kilka lat. Są to jednak prace bardzo często podejmowane w obrębie miast turystycznych czy uzdrowiskowych oraz na peryferiach dużych miast. Także niektóre brzegi klifowe zbudowane ze skał podatnych na abrazję, np. z glin zwałowych czy piasków, bywają czasem wzmocniane poprzez obsiewanie trawą, obsadzanie krzewami lub zalesianie. Wszystkie tego typu metody ochrony nazywane bywają także procesami semi-naturalnymi. Bardzo często dodatkową metodą jest wygradzanie takich terenów i budowanie drewnianych kładek dla turystów, aby nie zadeptali skąpej roślinności (ryc. 4.11, 4.23).

W ostatnich latach w miastach powszechniej stosowane jest sztuczne zasilenie plaż piaskiem, co poprzez poprawienie bilansu osadów spowalnia proces erozji, a nawet ją zatrzymuje na pewien czas. Niestety koszt refulacji jest bardzo wysoki a efekt nietrwały, ponieważ w pierwszym okresie zimowych sztormów morze zabiera piasek z plaży. Jednak ze względu na potrzeby turystyki piasek jest pompowany na wiele plaż w Polsce, podobnie jak w innych regionach świata np. na wschodnim wybrzeżu USA.

W terenach zurbanizowanych przeważa sztuczna ochrona brzegów. Podział na czynną i bierną ochronę brzegów wynika z charakteru oddziaływania na procesy naturalne. Umocnienia czynne wpływają na ukierunkowanie naturalnych procesów akumulacji i transportu w sposób korzystny dla ochrony brzegu; z kolei bierne zapewniają jedynie osłonę, na której wytrąca się energia fal bez szkody dla chronionego brzegu.



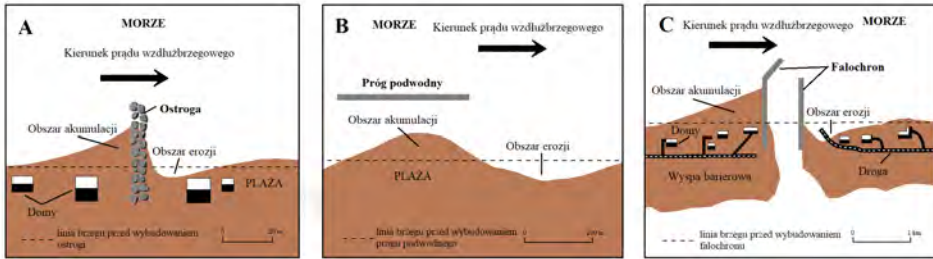
Ryc. 4.23. Drewniane kładki wybudowane na wydmach chronią rozwijające się trawy, które sprzyjają stabilizacji piasku

Fot. E. Kobjek.

W wielu odcinkach wybrzeża w wyniku erozji plaże stopniowo tracą piasek i stają się wąskie, dlatego podejmowane są prace odbudowujące. Umocnienia czynne mają na celu wytworzenie szerokiej powierzchni przybrzeżnej, na której wytraca się energia fal, a zmniejszona dzięki tarcia o dno prędkość spływającej fali nie będzie w stanie unosić ziaren porywanych z brzegu. Jeżeli wzdłuż niszczonego brzegu transportowana jest znaczna ilość luźnego materiału, stosuje się ostrogi i progi podwodne, których zadaniem jest zatrzymanie tego materiału. Ostrogi są konstrukcjami zbudowanymi z drewna, głazów lub betonu, ułożonymi prostopadłe do plaży (ryc. 4.24A, 4.25). Ostrogi wybiegające w morze wprowadzają pewne zaburzenia w istniejących procesach brzegowych. Przechwytyują one piasek niesiony transportem wzdłużbrzegowym, który jest deponowany po doprądowej stronie ostrogi, ale wynoszony jest piasek ze strony zaprądowej. Aby przeciwdziałać szkodliwemu rozmywaniu, budowana jest w odpowiedniej odległości następna ostroga, która wygasza to rozmywanie. Odpowiedni system ostróg powoduje odsunięcie prądu od brzegu, a w obszarach ostróg skierowanie ruchu rumowiska prostopadłe do linii brzegu. W rezultacie większość ziaren porwanych z brzegu powinna być odłożona między ostrogami, powiększając platformę akumulacyjną. Budowane powszechnie systemy ostróg sprzyjają lokalnej akumulacji, ale erozja wzmacnia się na obszarach sąsiednich. Na polskim wybrzeżu ostrogi budowane są w formie rzędów pali usytuowanych prostopadłe do brzegu, np. w Kołobrzegu w części uzdrowskiej miasta (ryc. 4.25). Takie drewniane ostrogi nie są zbyt trwałe, ale skuteczne i tworzą bardziej przyjazny krajobraz,



co w przypadku miejscowości uzdrowiskowych czy rekreacyjnych jest ważne. Pierwsze ostrogi zaczęto budować już w 1873 r. w Jarosławcu, w następnym roku w Darłównku, Mielnie i pod Kołobrzegiem (Bohdziewicz 1970). Obecnie na południowych wybrzeżach Bałtyku ostrogi są bardzo rozpowszechnione, czemu sprzyja piaszczyste podłoże.



Ryc. 4.24. Zmiany zachodzące na brzegu morskim pod wpływem działania różnych budowli inżynierskich

A – oddziaływanie pojedynczej ostrogi ułożonej prostopadle do brzegu; B – oddziaływanie progu podwodnego ułożonego równoległe do brzegu; C – oddziaływanie falochronów umacniających przesmyk między wyspami barierowymi

Źródło: opracowanie własne.



Ryc. 4.25. Prace sprzyjające gromadzeniu piasku na plaży w Kołobrzegu. Na pierwszym planie dowóz piasku, a na drugim drewniane ostrogi wymuszające akumulację

Fot. E. Kobjek.



Progi podwodne ułożone równolegle do wysokiego brzegu stosowane są w przypadku jego intensywnego niszczenia. Uniemożliwiają zabieranie materiału z brzegu w głąb morza oraz częściowo wytracają energię falowania. Progi muszą być bardzo dobrze umocowane, często blokami betonowymi i zakotwione. Chronią fragment plaży, ale poniżej progu fale uderzają z dużą siłą i wzmagają erozję (ryc. 4.24B).

Do umocnień biernych można zaliczyć: a) umocnienia powierzchniowe, szerokie i płaskie, redukujące energię fal na dłuższej drodze i w dłuższym czasie; b) umocnienie liniowe o stromej ścianie, wąskie i długie, gdzie energia fal wytraca się szybko i na małej powierzchni. Te ostatnie są narażone na bardzo silne uderzenia fal. Najprostszym i najtańszym zabezpieczeniem powierzchniowym jest narzut kamienny, który dobrze chroni brzeg przed abrazją. Z braku kamieni stosuje się również bloki lub płyty betonowe o dużej wadze. W ostatnich latach szczególnie chętnie stosowany jest narzut z bloków betonowych o specjalnym kształcie tzw. tetrapodów o wadze do 4 ton każdy. Kształt ich utrudnia wzajemne przesuwanie się bloków.

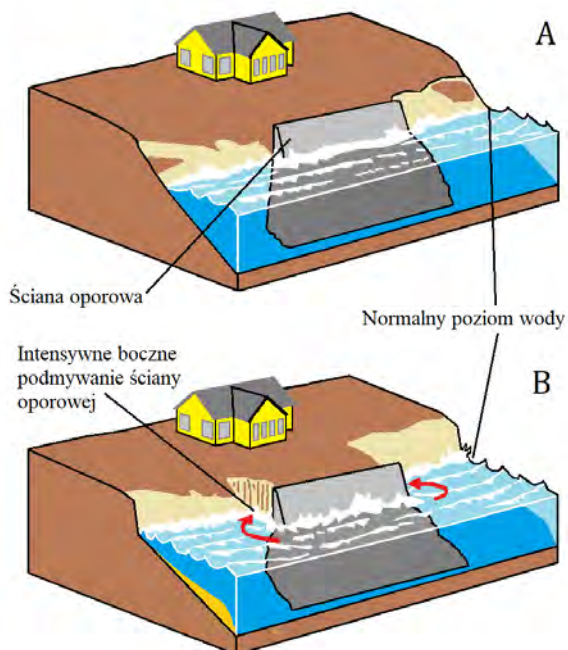
Formą przejściową między umacnianiem powierzchniowym a liniowym są pochłaniacze fal w postaci łagodnie nachylonej (1:7 – 1:20) płyty betonowej lub żelbetowej ze stopniami i zakończonej wklęsłym odbojem dla fali. Do umocnień liniowych należą różnego typu opaski i falochrony. Najprostszą opaską jest pas narzutu kamiennego przekładanego faszyną i wzmocniony dodatkowo palisadą. Bardziej strome skarpy pokrywane są brukiem kamiennym, płytami betonowymi lub żelbetowymi. Bardziej trwale i skuteczne w zakresie ochrony brzegów są ciężkie opaski betonowe. Zatrzymują one proces erozji brzegu, ale wymagają ciągłej i kosztownej konserwacji oraz napraw. W pobliżu opasek występuje oczywiście nasilenie abrazji. Kamienne falochrony często są wznoszone w przesmykach między wyspami barierowymi dla ochrony szlaków żeglarskich. Te falochrony zmieniają nieco procesy brzegowe: w strefie doprądowej zwiększa się akumulacja piasku, która powoduje poszerzanie plaży, natomiast za falochronem dominuje erozja, która niszczy starsze plaże (ryc. 4.24C).

Dla ochrony stosuje się także mury (ściany) kamienne, żelbetowe i betonowe. Są to konstrukcje masywne, bardzo kosztowne i opłacalne jedynie wtedy, gdy stanowią jednocześnie mur oporowy podtrzymujący drogę, teren zabudowany itp. Zastosowanie ich jest szczególnie celowe, gdy dolna partia klifu jest zbudowana z mało odpornego materiału. Wtedy zabezpieczenie tej słabszej części zahamuje szybki dotąd proces cofania się brzegu.

W Polsce klif Kępy Swarzewskiej w Jastrzębiej Górze o długości 200 m został obudowany w całości, od podstawy do górnej krawędzi, konstrukcją techniczną o wysokości 30 m. W wyniku tych prac zlikwidowano klif i doprowadzono do zniszczenia niezwykle wartościowego krajobrazowo fragmentu polskiego wybrzeża (Przewoźniak 2001).

W wyjątkowych sytuacjach nawet indywidualni właściciele nieruchomości, starający się powstrzymać erozję, budują mury oporowe lub ściany wzdłuż granic

swoich odcinków plaż. Te kosztowne konstrukcje wykonane są z dużych głazów, betonu, stali lub innych materiałów. Mur zwykle oddziałuje dobrze przez kilka lat, ale erozja brzegu jest kontynuowana na jego obydwu krańcach (ryc. 4.26). Przyległy fragment wyższego brzegu cofa się, a ściana wystaje stopniowo dalej ku morzu i wzrasta jej ekspozycja na fale. Jest ona cały czas podmywana i erodowana.

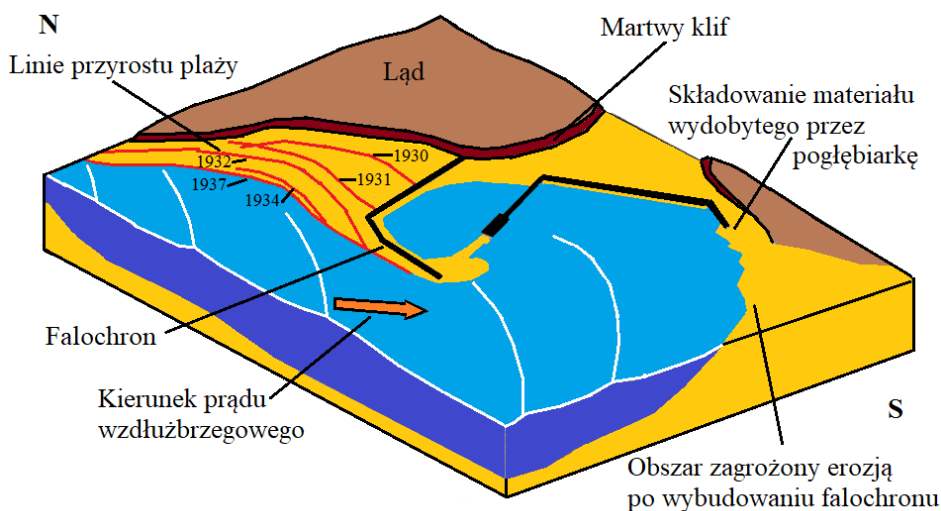


Ryc. 4.26. Tymczasowe zabezpieczenia odcinków wybrzeża przez mury oporowe  
 A – ściana oporowa wybudowana w celu ochrony gruntu i domu przed erozją,  
 B – betonowa ściana podmywana z boku przez fale może z czasem zostać zniszczona,  
 co doprowadzi do jeszcze szybszego niszczenia fragmentu brzegu

Źródło: na podstawie Segar 1998.

Często prace wykonywane dla ochrony portu miewają niespodziewane konsekwencje. Przykładem zaburzenia procesów naturalnych może być port w Santa Barbara położony u wybrzeży Kalifornii. Prąd wzdłużbrzegowy oraz transport osadów odbywają się wzdłuż brzegów z północy na południe. W Santa Barbara zbudowano pirs i falochron tworzące port jachtowy. Pirs wybiega w morze po północnej stronie portu, a następnie zakręca na południe, tworząc falochron ułożony równoległe do brzegu. Konstrukcja ta spowodowała powstanie na północy od niej obszaru osłoniętego przed falami oraz przyczyniła się do zatrzymanie prądu wzdłużbrzegowego. Dlatego po północnej stronie pirsu nastąpiła depozycja

piasku i zaczęła tworzyć się szeroka plaża (ryc. 4.27). Część piasku przepływała dookoła falochronu i była akumulowana u wejścia do portu, tworząc go zbyt płytkim dla nawigacji. W tym samym czasie plaże położone dalej na południe, poniżej portu, zaczęły zanikać, ponieważ zostały pozbawione dostawy piasku. Ten problem został złagodzony przez bardzo drogi projekt. Obecnie osady deponowane w porcie są wybierane i transportowane przez rurociąg poniżej portu, gdzie są włączane znowu do prądu wzdłużbrzegowego. W ten sposób port pozostaje otwarty, a plaże na południu otrzymują swoją porcję piasku. Zaburzenie przez działalność człowieka procesów naturalnych wymagało bardzo dużego wysiłku i nakładów finansowych, aby wykonać pracę, którą dotąd „przyroda wykonywała za darmo” (Duxbury i in. 2002).



Ryc. 4.27. Przykład zaburzenia procesów przybrzeżnych w wyniku wybudowania falochronu i pirsu tworzących port jachtowy w Santa Barbara

Źródło: na podstawie Segar 1998.

Nie jest to jedyny przykład wpływu budowli inżynierskich na naturalne procesy. Podczas budowy portu w Casablance w Maroku także wzniesiono pirsy sięgające daleko w ocean, które zatrzymały materiał transportowany prądem z północy na południe. Poniżej portu zaczęło ubywać plaż z powodu braku dostawy materiału piaszczystego. Wybudowanie zabezpieczeń w porcie we Władysławowie w Polsce spowodowało z kolei zmniejszenie dostawy piasku na Półwysep Helski przez prąd wzdłużbrzegowy i spowodowało zagrożenie przerwaniem kosi.

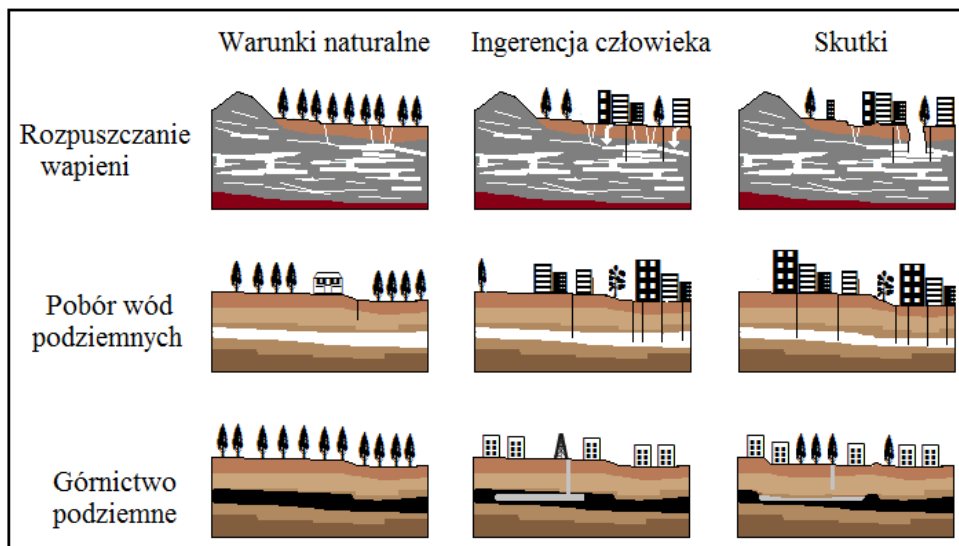
Z doświadczeń wielu dziesięcioleci wznoszenia przez człowieka różnorodnych konstrukcji na brzegu morskim wynika, że zapoczątkowują one łańcuch

procesów przyczyniających się do powstania nowych problemów. Dotychczas stosowane metody ochrony brzegów, poza doraźnymi krótkotrwałymi efektami pozytywnymi, w dłuższym czasie okazały się nieskuteczne, a w wielu przypadkach wręcz szkodliwe, w konsekwencji doprowadzając do przyśpieszonej degradacji wybrzeży. Pomimo postępu technicznego w dziedzinie ochrony brzegów – projektowanie i wykonawstwo budowli na morskim brzegu zawiera nadal znacznie większy element ryzyka niż w innej dziedzinie. Dlatego umocnienie brzegu powinno być zawsze poprzedzone szczegółowym rozeznaniem procesu abrazji i ruchu rumowiska na większym obszarze, a nie tylko na modyfikowanym odcinku. Z kolei wybranie jednego ze sposobów umacniania brzegów powinno być rezultatem badań dotyczących konkretnego miejsca.

## 5. PROCESY KRASOWE I INNE PRZYCZYNY OSIADANIA TERENU

Osiadanie terenów jest szczególnym typem procesów geodynamicznych. Jest to powolne obniżanie się gruntu pod wpływem własnego ciężaru lub obciążenia spowodowane przez kompakcję, podziemne krasowienie, sufozję i inne procesy sprzyjające powstawaniu pustek skalnych pod powierzchnią ziemi. W konsekwencji rozwijają się niecki z osiadania (deformacje ciągłe). Czasem proces może przebiegać gwałtownie na mniejszej powierzchni i wtedy powstają szczeliny i zapadliska (deformacje nieciągłe). Przyczyny osiadania mogą mieć charakter naturalny lub być powodowane działalnością człowieka. W obszarach zurbanizowanych najczęściej dochodzi do nakładania się czynników naturalnych i antropogenicznych.

Do przyczyn naturalnych osiadania terenów należą głównie procesy krasowe, jednak w ostatnich dziesięcioleciach przybrały one na sile ze względu na przyspieszony obieg wody w obszarach zurbanizowanych położonych na wapieniach (ryc. 5.1). W ich efekcie powstają niecki i zapadliska różnej wielkości.



Ryc. 5.1. Przyczyny osiadania gruntów w obszarach zurbanizowanych

Źródło: opracowanie własne.



Obszary krasowe wyróżniają się zdecydowanie na tle innych krajobrazów urozmaiconymi, malowniczymi formami powierzchniowymi i podziemnymi, które przyciągają ogromne rzesze turystów. Jednak elementy, które szczególnie cenią turyści, utrudniają użytkowanie terenu, stwarzają poważne problemy w budownictwie, a czasem nawet w codziennym życiu mieszkańców. Im bardziej dynamiczne są procesy krasowe na danym terenie, tym bardziej niebezpieczne są dla działalności człowieka.

Duży wpływ na subsydencję terenów w obrębie obszarów zurbanizowanych ma także intensywne wydobywanie wód podziemnych w obszarach krasowych i pozakrasowych (w utworach luźnych) oraz ropy naftowej. Do innego rodzaju przyczyn niestabilności gruntów należy górnictwo podziemne, np. wydobywanie węgla kamiennego, ługowanie soli kamiennej czy wytop siarki.

Ważnym procesem, który w warunkach naturalnych nie ma zbyt dużego natężenia, a rozwija się intensywnie pod wpływem działalności człowieka, jest sufozja zarówno w obszarach krasowych, pseudokrasowych, jak i w innych sytuacjach geologicznych w obszarach zurbanizowanych.

## 5.1. Procesy krasowe

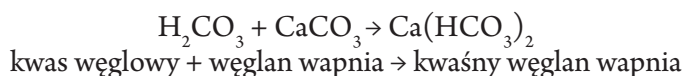
W niektórych regionach Ziemi występują obszary krasowe, które charakteryzują się obecnością skał rozpuszczalnych w wodzie i dominującym podziemnym krążeniem wody. Te dwie cechy zdecydowały o wyjątkowości ukształtowanego krajobrazu oraz o problemach zagospodarowania wynikających z przebiegu specyficznych procesów (Pulina i Andrejczuk 2000; Stevanović 2015).

### 5.1.1. Istota procesów krasowych i główne formy mające wpływ na działalność człowieka

Do skał rozpuszczalnych w wodzie, chociaż w różnym tempie, należą: wapień, dolomity, gipsy, sól kamienna, kreda, anhydryt, wapniste piaskowce i zlepienie. Największą rozpuszczalnością wyróżniają się sole, mniejszą gipsy, średnią wapień, a nieznaczną dolomity. Jednak najbardziej rozpowszechnioną skałą krasową jest wapień. Skały te występują bezpośrednio na powierzchni terenu (kras odkryty) albo zalegają na niewielkich głębokościach i przykryte są skałami nierozpuszczalnymi np. piaskami, glinami zwałowymi (kras zakryty).

Wydajność rozpuszczania skał węglanowych zdecydowanie zwiększa zawartość dwutlenku węgla w wodzie. Dlatego procesy krasowe polegają głównie na chemicznym oddziaływaniu wody zawierającej dwutlenek węgla (woda agresywna). W pierwszym etapie dwutlenek węgla ( $\text{CO}_2$ ) rozpuszcza się w wodzie i tworzy się kwas węglowy, który oddziałuje na węglan wapnia (wapień). Końcowym produktem reakcji chemicznych jest łatwo rozpuszczalny kwaśny węglan wapnia,

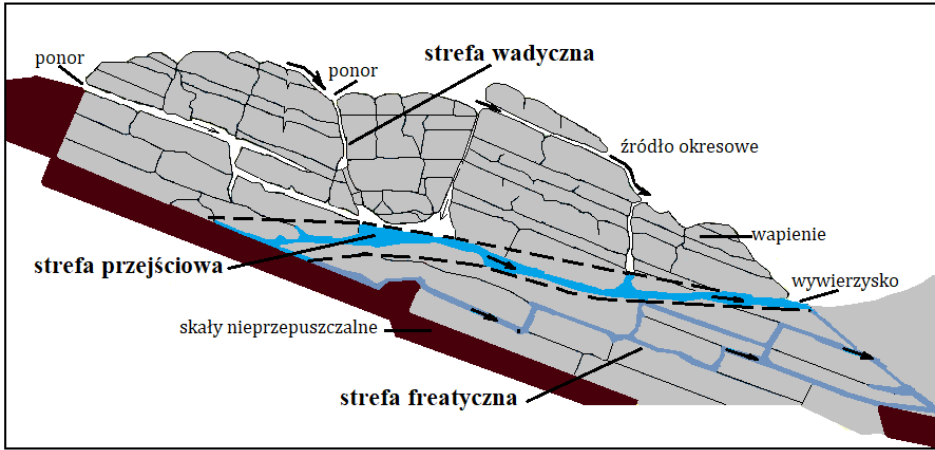
który w dużych ilościach przechodzi do roztworu. Poniższe wzory opisują proces rozpuszczania wapieni:



Tempo przebiegu reakcji, której efektem jest kwaśny węgiel wapnia, uzależnione jest od agresywności wody stykającej się z powierzchnią skały wapiennej. Za agresywną, zdolną do rozpuszczania węglików, uznaje się wodę zawierającą co najmniej 0,003 g  $\text{CO}_2$ /litr. Oczywiście im większa jest zawartość  $\text{CO}_2$  w wodzie, tym będzie ona bardziej agresywna. Poza zawartością dwutlenku węgla o przebiegu i rozmiarach procesów krasowych decydują warunki klimatyczne. Przede wszystkim warunki higryczne (opady) i temperatura powietrza. Woda jest głównym czynnikiem morfotwórczym obszarów krasowych, dlatego im jest jej więcej, tym proces jest bardziej wydajny. Źródłem wody są opady atmosferyczne (deszcz i śnieg) oraz napływ wód podziemnych z obszarów sąsiednich, niekrasowych. Procesy chemiczne szybciej zachodzą w wysokich temperaturach, ale w chłodnej wodzie rozpuszcza się więcej  $\text{CO}_2$ . Jednak w ciepłych regionach jest więcej źródeł dwutlenku węgla, np. pochodzenia biologicznego. Tereny wapienne w klimacie gorącym i wilgotnym ulegają krasowieniu cztery razy szybciej niż w klimacie zimnym wilgotnym. Wysoka temperatura powietrza w połączeniu z obfitymi opadami atmosferycznymi decyduje o bardzo szybkim tempie krasowienia.

Rozpuszczające działanie wody zachodzi na powierzchni i pod powierzchnią gruntu (ryc. 5.2). Skały wapienne rozpuszczają wody spływające po stokach, w ciekach powierzchniowych oraz te stojące w jeziorach często okresowych, wody infiltracyjne, okresowo przemieszczające się w pionie w szczelinach skalnych, studniach i kominach (strefa wadyczna). Ważne są wody płynące wewnątrz skalnych korytarzy i jaskiń, które czasem tworzą podziemne rzeki i jeziora – wody strefy przejściowej. Rozpuszczanie zachodzi także w strefie freatycznej, gdzie wszystkie korytarze i szczeliny wypełnione są wodami.

Denudacja chemiczna przebiegająca na powierzchni i wewnątrz masywu skalnego prowadzi w różnym tempie do ubytku masy skalnej. Rozpuszczanie podpowierzchniowe skał węglanowych uzależnione jest od ilości wody, która z powierzchni przedostaje się w głąb skały. Przesiákananiu i chemicznemu oddziaływaniu wody sprzyjają obecność pierwotnych szczelin (tektonicznych, ciosowych, międzylawicowych itp.) i duża porowatość skały. Woda przesiákająca i przepływająca oddziałuje chemicznie oraz mechanicznie na ściany pierwotnych szczelin i kanałów, powodując ich poszerzanie. W ten sposób powstaje kras podziemny. Z czasem objętość podziemnych przestrzeni staje się bardzo duża, co prowadzi do całkowitego lub prawie całkowitego zaniku wód powierzchniowych.



Ryc. 5.2. Strefy hydrologiczne w obszarach krasowych

Źródło: na podstawie Pulina i Andrejczuk 2000, zmienione.

Odwodnienie powierzchniowe zmienia się w terenach krasowych w odwodnienie podziemne. Dlatego w obszarach wapiennych przewodnimi elementami rzeźby są różnej wielkości zagłębienia (leje, doliny krasowe, polja), w których woda opadowa wsiąka kanalikami w głąb rozpuszczanej skały. Następnie woda krąży pod ziemią w różnych kanałach i jaskiniach, a jej ilość jest większa niż wód powierzchniowych. Szczeliny w skałach, którymi przepływają wody powierzchniowe, powiększają się w wyniku rozpuszczania i przyjmują tych wód coraz więcej. Obszar krasowy ulega erozji i denudacji od wewnątrz, poprzez pogłębianie podziemnych próżni i jaskiń. Czasem stropy tych podziemnych form zapadają się i tworzą się leje zapadliskowe. Ogólnie procesy rozpuszczania zawsze powodują ubytek masy skalnej i przyczyniają się do powstawania nie tylko charakterystycznych form powierzchniowych, ale także podziemnych. Im bardziej dynamiczne są procesy krasowe na danym terenie, tym bardziej niebezpieczne są one dla działalności człowieka.

Procesy krasowe przyczyniają się do rozwoju bardzo różnorodnych form krasu powierzchniowego i podziemnego (Kunský 1956; Klimaszewski 1978; Pulina i Andrejczuk 2000; Migoń 2006). Ze względu jednak na problemy w obszarach zurbanizowanych ważne są dwa rodzaje form: z powierzchniowych szybko rozwijające się leje krasowe, a z podziemnych jaskinie i różne kanały wypełnione wodą.

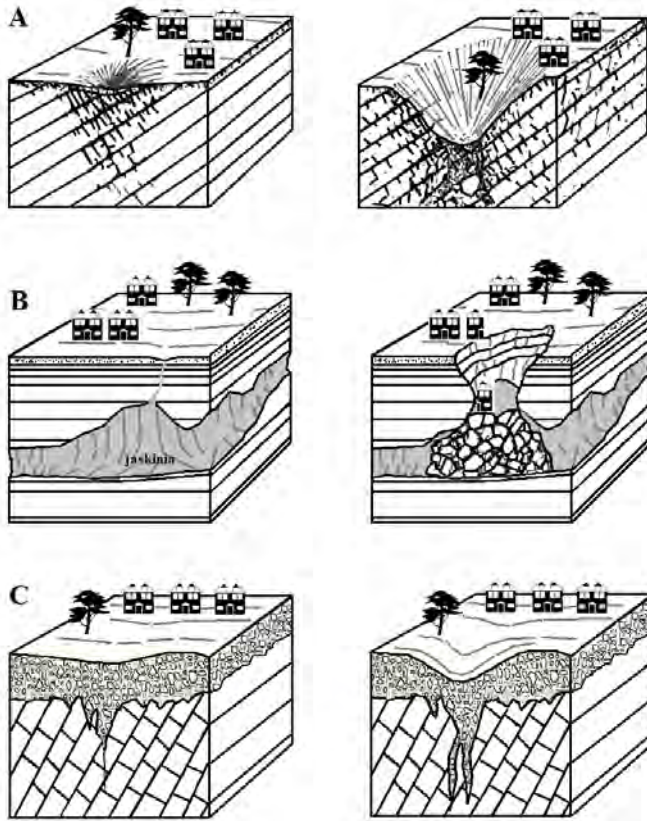
### Leje krasowe

Najbardziej charakterystyczną formą na powierzchni terenów krasowych są leje krasowe, czyli okrągławe zagłębienia z wewnętrznym drenażem. W zagłębieniach koncentruje się wsiąkanie w ziemię wód opadowych z małego obszaru.

Leje są zbiornikami i początkowymi miejscami krasowego krążenia wody. Są niezwykle urozmaicone tak pod względem rozmiarów, jak i genezy. Ich szerokości wahają się od 1 do 1500 m, a głębokości od 1 do 400 m. Najczęściej mają do 20 m szerokości i do 10 m głębokości. Formy występują zwykle gromadnie. Ewolucja leja postępuje od powierzchni w głąb i tylko niekiedy wpływa na nią także rozszerzanie się podziemnych próżni z dołu ku górze. Procesy krasowe prowadzą do powstania kilku typów form, z których najbardziej powszechne są leje z rozpuszczania, zapadliskowe i sufozyjne.

Leje z rozpuszczania powstają w obszarach, gdzie warstwy wapienne występują na powierzchni. Rozwijają się w wyniku chemicznej denudacji skał węglanowych w strefie występowania licznych, pionowych, różnokierunkowych spękań i fug międzywarstwowych (ryc. 5.3A). W dnie młodych form występuje zwarta skała pocięta jedynie przez spękania. Woda, która dostaje się w spękania i fugi, przenika w głąb siłą swego ciężaru. Ciśnienie słupa wody rośnie wraz z głębokością, dlatego woda wnika do najmniejszych szczelin, które poszerza poprzez rozpuszczanie. W miejscu, gdzie taka szczelinka krzyżuje się z inną strefą o mniejszej odporności krasowej, powstaje rozszerzenie, które z czasem przeradza się w kanał. Dalszy proces powoduje powiększanie kanałów, większy dopływ wody i szybsze rozpuszczanie skały. Procesy krasowe poszerzają szczeliny, najbardziej w strefie powierzchniowej. Wody modelujące formę wnikają w głąb masywu skalnego przez otwór zwany ponorem. Rozpuszczanie i wsiąkanie w głąb odbywa się na nich szybko i obejmuje stopniowo szersze sąsiedztwo. W miejscach powstania lejka zostają otwarte drogi dla głębokiego wsiąkania wody opadowej siecią wymytych kanałów, umożliwiających stosunkowo szybkie odwodnienie. W miarę złożenia zbocza leja stają się dłuższe i bardziej strome niż otoczenie, dlatego są wystawione na większe rozpuszczanie i zmywanie zwietrzliny.

W niektórych przypadkach mocno rozbudowany jest system jaskiń pod ziemią, a na powierzchni występują tylko niewielkie zagłębienia, które łączą się poprzez pionowe szczeliny, szyby lub przepaście z komorami podziemnych jaskiń (ryc. 5.3B). Taki lej krasowy intensywniej rozwija się wskutek kruszenia się i odpadania skały ze sklepienia podziemnej jaskini. Woda przesączająca się z powierzchni poszerza jedynie szczelinę pionową. Czasem stop takiej jaskini załamuje się i zapada, wtedy powstaje lej zapadliskowy. Formy takie są stosunkowo głębokie, mają strome zbocza, często sięgają do głębokich partii jaskiń lub do podziemnych cieków. Leje zapadliskowe (otwarte) są częste w obszarach, gdzie wapienie są wyraźnie warstwowane lub pocięte gęstą siecią spękań, albo zawierają lawice o mniejszej odporności krasowej. Ich rozwojowi sprzyja także przykrycie skał wapiennych cienką warstwą osadów np. lodowcowych lub wulkanicznych. Postępujący rozwój krasu podziemnego może prowadzić do tworzenia się zapadlisk na powierzchni terenu. Czasem bezpośrednią przyczyną powstania leja zapadliskowego jest trzęsienie ziemi (Prete i in. 2010).



Ryc. 5.3. Główne typy lejów krasowych

A – lej z rozpuszczania, B – lej zapadliskowy, C – lej sufozyjny

Źródło: na podstawie Kunsky 1956; Turchinov 1997; Pulina i Andrejczuk 2000.

W przypadku, gdy wapień przykryte są osadami luźnymi, mogą powstawać leje sufozyjne (ryc. 5.3C). Podpowierzchniowy rozkład chemiczny wapieni powoduje poszerzenie szczelin, którymi przepływa woda przenosząca drobne osady z górnej części. Dodatkowo transportowi luźnych osadów sprzyja ruch grawitacyjny. W konsekwencji na powierzchni powstaje zagłębienie ukształtowane w luźnych osadach, ale genetycznie związane z krasowaniem niżej zalegających wapieni.

W wyniku rozwoju i połączenia wielu lejów krasowych powstają większe formy np. uwały i polja. Uwały są to doliny o kształcie najczęściej nieregularnym i wydłużonym. Dna uwał wysłane są rezydum zwietrzelinowym. Gdy rezydum jest nieprzepuszczalne, to w ich dnach pojawiają się jeziora. Polja są to wielkie, płaskodenne kotliny o powierzchni do kilkuset km kwadratowych



(około 400 km<sup>2</sup>), mają strome zbocza, w dnio występują ostańce (humy), rzeki, jeziora i pola rolnicze. Te duże formy krasu powierzchniowego, np. polja, wykorzystywane są rolniczo, ale rozwijają się zdecydowanie dłużej niż pojedyncze leje.

Wskutek działalności wód podziemnych rozwija się druga kategoria form, do której należą: studnie, grotty, kominy, systemy jaskiń i podziemnych korytarzy. Posiadają one jednak liczne powiązania z formami powierzchniowymi. Powstanie form podziemnych wiąże się z przepływem w szczelinach masywów skalnych wody aktywnej. Przepływająca woda chemicznie i mechanicznie powiększa i poszerza istniejące w skale szczeliny oraz próżnie. Formy te mogą być całkowicie lub częściowo wypełnione wodą. Jaskinie tworzą w masywach wapiennych złożone i wielopiętrowe systemy kanałów. W górnych piętrach występują już z reguły kanały suche, pozbawione stale płynącej wody, ukształtowane w bliższej lub dalszej przeszłości i osuszone po obniżeniu się zwierciadła wody podziemnej. W niższych piętrach kanałów jaskiniowych woda pojawia się okresowo. Najniższe piętra – kształtowane współcześnie – posiadają kanały stale wypełnione wodą.

### **Miejsca występowania obszarów krasowych**

Skąły ulegające procesom krasowienia są szeroko rozpowszechnione w skorupie ziemskiej. Występują na powierzchni i w głębszych poziomach litosfery, sięgają do 10–15 km. Miąższość tego rodzaju skał jest różna, może zmieniać się od warstewek mierzonych w decymetrach po pokłady o grubości 5–7 km. Skały krasowe stanowią 24,3% objętości powłoki osadowej Ziemi, z czego 22,6% to skały węglanowe, 1% – siarczanowe i chlorkowe oraz 0,7% – krzemianowe (Pulina i Andrejczuk 2000). Kras w skałach węglanowych występuje na ponad 20% powierzchni lądów wolnych od lodolodu. Skały węglanowe występują nierównomiernie na kontynentach. Aż 90% całej masy w litosferze koncentruje się w Eurazji i Ameryce Północnej, a na pozostałe kontynenty przypada zaledwie 10%. Węglanowe skały krasowiejące dominują w południowo-wschodniej Azji, gdzie zajmują głównie obszary Chin, częściowo Indonezji i Filipin. Zjawiska krasowe zachodzą także na stosunkowo dużych obszarach w południowej Europie, np. we Francji, Włoszech, Słowenii, Chorwacji. Występują na terenach Słowacji, Węgier, Czech i w południowej Polsce, ale także w Anglii i na Uralu. Powszechne są we wschodniej części Ameryki Północnej, w Ameryce Środkowej i na Kubie. Obszary z krasem gipsowym występują w kilku regionach we Włoszech, w kotlinie Ebro w Hiszpanii, w Niemczech, Polsce, we wschodniej Ukrainie oraz w Rosji. Z kolei kras solny rozwija się głównie na obszarach Zatoki Perskiej i Meksykańskiej, w środkowej Azji, ale także w wielu mniejszych obszarach w Europie, np. w południowej Francji, Niemczech, Rumunii, Bułgarii, Polsce w rejonie Wieliczki i Bochni oraz na Górnym Śląsku (Pulina i Andrejczuk 2000; Makowski 2004; Stevanović 2015).

### 5.1.2. Wpływ działalności człowieka na przebieg procesów krasowych oraz osiadanie i zapadanie się terenów

W naturalnych warunkach tempo procesów krasowych jest raczej powolne i powstawanie form jest mało zauważalne w skali ludzkiego życia. Nieco inaczej jest w obszarach zurbanizowanych. Dla obszarów krasowych bardzo charakterystyczne jest występowanie obszernych wodonośców podziemnych, a przebieg procesów zależy do tempa cyrkulacji wód oraz dostępności dwutlenku węgla. Dlatego środowisko krasowe jest wyjątkowo podatne na antropopresję. Rozwój miast i metropolii powoduje wzrost zapotrzebowania na wodę (do celów komunalnych, przemysłowych, a nawet rolniczych), która jest pozyskiwana z warstw podziemnych. Uważa się, że 1/4 ludności Ziemi korzysta z wód pochodzenia krasowego (Pulina i Andrejczuk 2000). W wyniku tej eksploatacji przyspieszony jest w ostatnich dziesięcioleciach obieg wody, który wzmacnia tempo procesów krasowych. Dodatkowo do wód podziemnych dostają się zanieczyszczenia, które potęgują naturalne procesy rozpuszczania. W niektórych obszarach eksploatacja wód jest tak duża, że przyczynia się do obniżania ich poziomu. Wszystkie te antropogeniczne oddziaływania powodują rozwój lejów i obniżanie terenu (tab. 5.1). We Włoszech z 652 współcześnie rozwijających się lejów aż 54% ma uwarunkowania antropogeniczne, 24% – naturalne, a w przypadku 22% geneza nie jest znana (Parise i Vennari 2013).

Tabela 5.1. Zmiany w systemie krasowym i ich potencjalne skutki, które mogą przyspieszyć lub zainicjować rozwój lejów krasowych

Rodzaj zmiany	Przyczyna zmiany i jej uwarunkowania: naturalne procesy (N) działalność człowieka (A)	Wpływ zmiany na rozwój lejów
Wzrost dopływu wód do gruntu (skał wapiennych lub osadów luźnych nadkładu)	<ul style="list-style-type: none"> <li>– spływy wody, powodzie, topnienie śniegu, topnienie zmarzliny (N);</li> <li>– nawadnianie pól, wycieki z urządzeń użytkowych, np. rur, kanałów (A);</li> <li>– koncentracja odpływu powierzchniowego wskutek urbanizacji (A);</li> <li>– odprowadzanie do gruntu ścieków i zanieczyszczeń (A)</li> <li>– deforestacja (A);</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– przyspieszenie procesu sufozji;</li> <li>– intensyfikacja procesów rozpuszczania;</li> <li>– wzrost ciężaru osadów</li> </ul>

<b>Rodzaj zmiany</b>	<b>Przyczyna zmiany i jej uwarunkowania: naturalne procesy (N) działalność człowieka (A)</b>	<b>Wpływ zmiany na rozwój lejów</b>
Obniżenie poziomu wód gruntowych	<ul style="list-style-type: none"> <li>- zmiany klimatyczne, obniżenie poziomu morza, trzęsienie ziemi (N);</li> <li>- pobór wody dla potrzeb społecznych, przemysłowych i rolnictwa (A);</li> <li>- gęste sieci odwodnienia powierzchni (A);</li> <li>- odwodnienie kopalni (A)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- wzrost rzeczywistej wagi sedymentu (zmniejszenie prężnego podparcia, zmniejszenie wewnętrznego ciśnienia);</li> <li>- powolny przepływ freatyczny zastąpiony szybkim przepływem w dół sprzyjający sufozji</li> </ul>
Retencja wody	<ul style="list-style-type: none"> <li>- rozwój jeziora w obszarach krasowych (N);</li> <li>- utworzenie zbiornika retencyjnego (A)</li> </ul>	bardzo duży wzrost gradientu ciśnienia, który sprzyja rozkładowi i erozji
Obciążenie statyczne	<ul style="list-style-type: none"> <li>- procesy agradacji (N);</li> <li>- budowa domów, nowa infrastruktura, np. autostrady, wiadukty, mosty (A);</li> <li>- duże nasypy (A)</li> </ul>	zapadanie się stropów jaskiń i innych podziemnych struktur
Obciążenie dynamiczne	<ul style="list-style-type: none"> <li>- trzęsienia ziemi, eksplozywne wybuchy wulkanów (N);</li> <li>- sztuczne wibracje, np. odstrzały w kopalniach, wybuchy (A)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- zapadanie się stropów jaskiń (powstawanie zagłębień) i innych podziemnych struktur;</li> <li>- obniżenie poziomu wód gruntowych;</li> <li>- osiadanie luźnych gruntów</li> </ul>
Zmniejszenie miąższości osadów nad podziemnymi pustkami, kanałami itp.	<ul style="list-style-type: none"> <li>- procesy erozji (N);</li> <li>- kopalnie odkrywkowe (A)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- zmniejszenie nacisku na stropy jaskiń;</li> <li>- lokalne zatrzymywanie opadów w zagłębieniach i dopływy wód gruntowych</li> </ul>
Podziemna eksploatacja	kopalnie podziemne, przekopywanie tunelu (A)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- przeszkody dla przepływu wód gruntowych;</li> <li>- przejmowanie freatycznych przepływów;</li> <li>- wzrost ciężaru osadów nadległych na podziemne korytarze i pustki</li> </ul>
Hydroizolacja dna zbiornika	wodoszczelne materiały w dnach zbiorników	- zwiększone ciśnienie powietrza w strefie wadycznej podczas szybkiego wzrostu poziomu wody w gruncie

Źródło: opracowanie własne.

Działalność człowieka powoduje głównie wypompowanie wód podziemnych, ekshumację kanałów krasowych, zmianę poziomu piezometrycznego. Nadmierne pompowanie wód przyczynia się do rozwoju głębokich lejów depresji hydraulicznej. Występują one na większości obszarów krasowych o intensywnej strukturze miejsko-przemysłowej i górniczej. Wzmoczona eksploatacja wód może prowadzić na terenach krasowych do ich przemieszczenia się z sąsiednich wodonośców, a na obszarach nadmorskich do inwazji słonych wód morskich. Takie zjawisko powszechnie występuje między innymi na wybrzeżach Morza Śródziemnego i w rejonie Karaibów. Jest to szczególnie dokuczliwe dla wielkich miast położonych na wapiennych terasach nadmorskich, gdzie słona woda pojawia się często w ujęciach wody pitnej, np. w Hawanie.

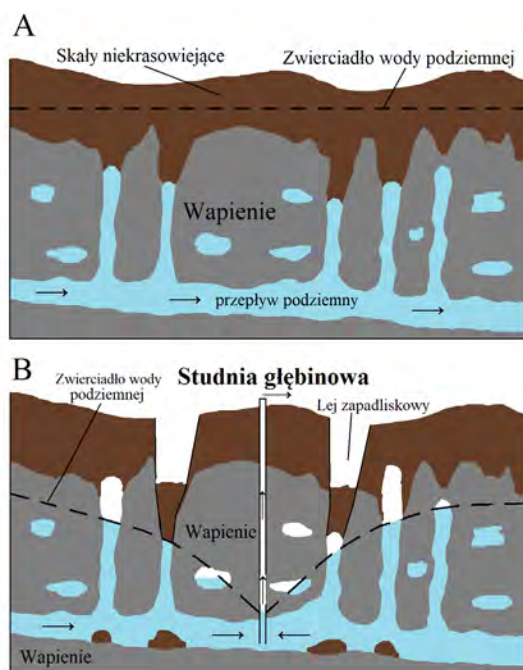
Większy i ciągły pobór wody podziemnej powoduje przyspieszenie jej obiegu i wpływa na wzrost tempa rozpuszczania wapieni, co z kolei sprzyja rozwojowi lejów i powstawaniu zapadlak na powierzchni terenów zurbanizowanych (ryc. 5.4). Takie konsekwencje poboru wód podziemnych na ogromną skalę zaobserwowano w Europie, na Florydzie i w Chinach (Easterbrook 1993; Pulina i Andrejczuk 2000; Bondesan i in. 2002; Guarino i Nisio 2012; Parise i Vennari 2013).



Ryc. 5.4. Lej krasowy na Florydzie wśród domów jednorodzinnych

Źródło: *The Dangers of Sinkholes* J. Goodman, [subrogationrecoverylowblog.com/2013/03/07/the-dangers-of-sinkholes](http://subrogationrecoverylowblog.com/2013/03/07/the-dangers-of-sinkholes) (dostęp: 12.12.2018).

Nasilenie osiadania lub zapadania gruntu, w wyniku nadmiernego poboru wód podziemnych do celów komunalnych i przemysłowych albo odwodnienia podziemnych kopalni, występuje także na terenach krasu zakrytego. Leje rozwijają się w sytuacji, gdy pod warstwą luźnych osadów niekrasowiejących występują wapień. Główną rolę w ich powstaniu odgrywa obniżenie zwierciadła wód podziemnych oraz wytworzenie się swobodnej infiltracji wód opadowych do podłoża krasowego (ryc. 5.5, 5.6). Następuje opróżnianie form krasu podziemnego nie tylko z wody, ale także z wewnętrznych osadów. W efekcie następuje rozwój pustek w osadach piaszczystych przykrywających skały węglanowe i następuje ich zawał pod wpływem opadów lub przejawów działalności człowieka, takich jak drgania komunikacyjne czy prace hydrotechniczne. Zjawiska takie obserwowane są w strefach oddziaływania lejów depresji hydraulicznej głębokich ujęć wód podziemnych w obszarach krasowych w pasie polskich wyżyn. Przykładem są wertebry powstające w strefie ujęcia wód „Wierzchowiska” w Świdniku (Dobrowolski 1993). Także na Wyżynie Wieluńskiej rozwijają się leje w wyniku melioracji gruntów (Kobojejk i Nalej 2008).



Ryc. 5.5. Rozwój lejów w pokrywie skał niekrasowiejących wskutek obniżenia zwierciadła wód podziemnych – kras reprodukowany  
 A – zwierciadło wody podziemnej położone powyżej kontaktu wapieni z osadami pokrywowymi, B – rozwój lejów w wyniku obniżenia poziomu wód podziemnych eksploatowanych dla potrzeb człowieka

Źródło: opracowanie własne.



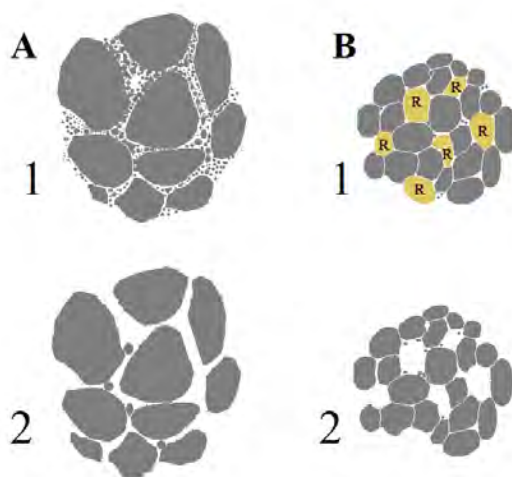


Ryc. 5.6. Zagłębienie krasu reprodukowanego na Wyżynie Wieluńskiej

Fot. S. Kobjek.

Szczególnie ważny udział w rozwoju lejów w obszarach z krasem reprodukowanym ma proces sufozji, który przybiera na sile w wyniku działalności człowieka. Sufozja chemiczna powoduje rozpuszczanie ziaren, a w wolne przestrzenie dostaje się woda, która może usuwać drobniejsze, nawet nierozpuszczalne ziarna (ryc. 5.7). Sufozja mechaniczna polega na fizycznym wmywaniu przez wodę znajdującą się pod pewnym ciśnieniem luźnych cząstek z gruntu. Prędkość splywu podpowierzchniowego wynosi ok. 1 m/godz. Tworzy ona podziemne kanały sufozyczne o średnicy od kilku milimetrów do 2,5 m, o różnej długości. Pionowy transport luźnego osadu, który prowadzi z czasem do powstania zapadliska, odbywa się w wąskich pęknięciach, a rzadziej na dużych pionowych otworach w skale podłoża. Zapadliska rzadko przekraczają 2 m głębokości. Rozwój postępuje w wyniku transportu ku zagłębieniom w gruncie, tworzeniu pustek, a następnie osunięcia stropu.

Groźniejsze dla zabudowy i życia ludzi są formy zapadliskowe, ponieważ powstają nagle. Na przykład lej zapadliskowy, powstały w wyniku odwodnienia dolomitów dla potrzeb kopalni złota, spowodował śmierć 38 osób w Południowej Afryce (Gutiérrez 2014). Formy zapadliskowe powstają w warunkach naturalnych, ale ich liczba wzrasta w konsekwencji modyfikacji obiegu wód towarzyszącemu urbanizacji.



Ryc. 5.7. Sufozja mechaniczna (A) i sufozja chemiczna (B)  
1 – grunt przed procesem sufozji, 2 – grunt po procesie sufozji, R – ziarna rozpuszczalne

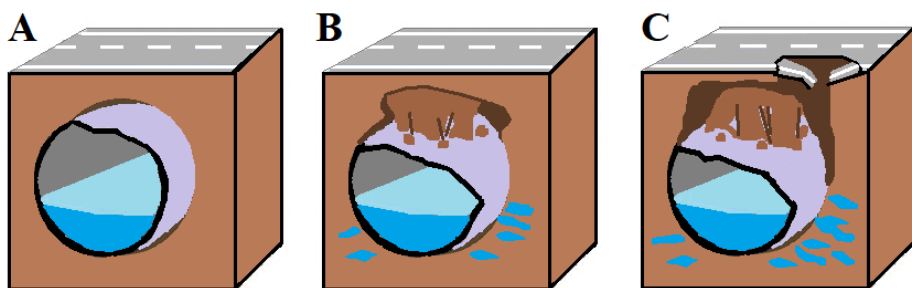
Źródło: opracowanie własne.

Zapadliska powstawały i utrudniały także zagospodarowanie terenów krasowych na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej w drugiej połowie XX w. (Tyc 1997). Leje krasowe rozwijały się intensywnie w wapieniach i dolomitach na obszarach eksploatowanych przez górnictwo. Znaczne deformacje powierzchni terenu występowały w okolicach Olkusza w zasięgu podziemnej eksploatacji rud cynku i ołowiu. Bezpośrednio nad wyrobiskami powstały zapadliska głównie w latach 70. i 80. XX w., których rozmiary wynosiły od kilku do kilkudziesięciu metrów średnicy i do 20 m głębokości. Największa forma w tym rejonie osiągnęła 130 m długości, 90 m szerokości i 45 m głębokości (Tyc 1989). Także w strefie oddziaływania drenażu górniczego olkuskich kopalń, odległej od wyrobisk nawet o kilka kilometrów, rozwijały się na dużą skalę indukowane leje zapadliskowe, ale o mniejszych rozmiarach.

Leje i zapadliska rozwijają się w obszarach zurbanizowanych głównie po wielkich opadach deszczu. Nawet wody opadowe infiltrujące w bezpośrednim sąsiedztwie budynków powodują przyspieszone rozpuszczanie skał w podłożu i w rezultacie pękanie ścian. Proces rozwoju zapadlisk przyspieszony jest szczególnie w miejscach, gdzie woda opadowa z powierzchni zurbanizowanych (chodniki, ulice, spływy dachowe) odprowadzana jest do gruntu. Woda ta przyspiesza transport ku dołowi nieskonsolidowanych cząstek, co w konsekwencji prowadzi do degradacji terenu i niszczenia budynków. Czasem pozornie niewielkie

działania, takie jak zastąpienie szpaleru drzew trawnikiem, mogą przyspieszyć rozwój zapadliska. Dlatego wody opadowe w tych obszarach powinny być ujęte w szczelne kanały.

Szczególnie często leje zapadliskowe powstają wzdłuż ulic, ponieważ tutaj przebiegają rury kanalizacyjne i wodociągowe, zakopane w luźnych osadach. Ich uszkodzenie (pęknięcie, rozszczelnienie) bardzo często jest przyczyną sufozji i powoduje zapadnięcie stropu wraz z nawierzchnią jezdni (ryc. 5.8). Zwykle najpierw zapada się rura kanalizacyjna w górnej części, a powstająca nad nią wolna przestrzeń jest zasypywana przez osady ze stropu. Dodatkowo z uszkodzeń w rurze może przeciekać woda lub ścieki do gruntu, co ożywia procesy mechanicznej sufozji. Z czasem ponad nią rozwija się coraz większa pustka, która wędruje ku powierzchni terenu. Zwiężła, betonowa lub asfaltowa nawierzchnia drogi przez pewien czas ukrywa podziemny lej. Po większych opadach deszczu, które mogą odprowadzić większą masę osadów lub ciężar powierzchni jest już zbyt duży, fragment drogi załamuje się i zapada do leja.



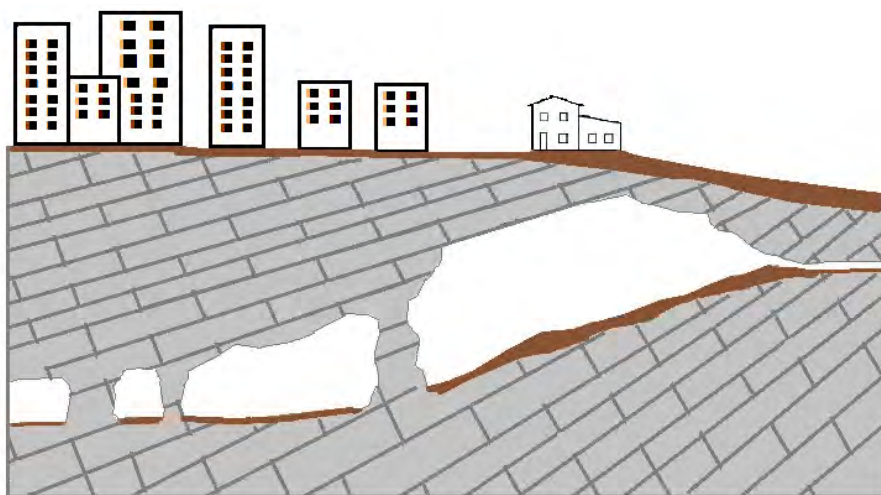
Ryc. 5.8. Uszkodzona rura kanalizacyjna przyczyną procesów sufozji i rozwoju zapadliska obejmującego nawierzchnię i pobocze drogi

A – infrastruktura zakopana w luźnych osadach przy drodze; B – rura podlega uszkodzeniu w wyniku erozji lub wieku, czasem może przeciekać woda lub ścieki do gruntu; C – rozwój podziemnego leja postępuje aż do uszkodzenia fragmentu drogi

Źródło: opracowanie własne.

Najczęściej intensywne opady deszczu połączone z działalnością antropogeniczną powodują największe straty w obszarach zurbanizowanych. Infiltrujące wody opadowe i nieuszczelna sieć kanalizacyjna działają jako czynniki inicjujące procesy sufozyczne i osiadania gruntu. Budowa geologiczna odgrywa pośrednią rolę w kontrolowaniu tego zjawiska.

Zapadliskowe leje krasowe mogą być także skutkiem nadmiernego obciążenia powierzchni nad próżniami skalnymi i ciągami jaskiń położonych blisko powierzchni ziemi (ryc. 5.9). W takim przypadku ważne są badania geologiczne przed rozpoczęciem budowy.



Ryc. 5.9. Obciążenie terenu przez zabudowę

Źródło: opracowanie własne.

Szczególnie duże zagrożenie dla działalności człowieka stwarzają obszary krasu gipsowego i solnego. Gips jest 150 razy, a sól 7500 razy bardziej podatna na rozpuszczenie niż wapienie (Martinez i in. 1998). Gips jest skałą mało porowatą, a woda rozpuszcza go od powierzchni i wzdłuż większych szczelin. Dlatego też procesy krasowe rozwijają się w gipsach znacznie szybciej niż w wapieniach (Turchinov 1997; Cooper 2008). Powszechne są deformacje obiektów przemysłowych posadowionych na skrasowiałych gipsach, np. katastrofy w kajprowych osadach zawierających gips w Dolnej Prowansji we Francji. W Polsce kras gipsowy występuje w Niecce Nidziańskiej. Czasem zjawiska zapadania zachodzą bardzo szybko. W 1953 r. w miejscowości pod Pińczowem w ciągu nocy na podwórku jednego z gospodarzy zawałiła się ziemia i powstało jezioro o głębokości 4 m i średnicy 6 m (Kwiatkowski 1970). Takie formy powstają wskutek zapadnięcia się gruntu nad jaskiniami wymytymi w gipsach. Także w Hiszpanii na obszarach zbudowanych z gipsu powstają zapadliska. Na peryferiach Saragossy rozwijał się przez lata lej o długości około 100 metrów w tempie powyżej 1,8 cm/rok w latach 90. XX w. Nagle zapadł się środek depresji i powstało zapadlisko o głębokości 5 m. Fakt ten był przyczyną porzucenia budynków w sąsiedztwie, które po ok. 15 latach znalazły się już częściowo w zapadlisku (Gutiérrez 2014). W gipsach w Teksasie występują powszechnie leje o średnicy 1–30 m i głębokości 3–25 m. W 1974 r. w ciągu 4 godz. powstał lej o średnicy 60 m i 15 m głębokości (Martinez i in. 1998). W latach 90. XX w. powstały zapadliska w zasięgu podziemnych kopalni gipsów w Marina di Lesina (północna Apulia, we Włoszech).

Leje powstają często nad kopalniami soli. Zapadają się stropy podziemnych korytarzy i komór, a na powierzchni powstają zagłębienia. Poważny problem



występuje, gdy świeża woda dopływa do kopalni z wyżej leżących poziomów wodonośnych, rozpuszcza sól i powoduje niekontrolowane osiadanie gruntu, co prowadzi także do zniszczenia kopalni. Wiele było takich górniczych zdarzeń w różnych regionach. W Kordobie eksploatowano sól z diapiru dopóki podziemne korytarze kopalni nie zostały zalane przez wody z rzeki. Krążące wody rozpuszczały sól. Zalanie kopalni spowodowało jej porzucenie. W Tuzli (Bośnia i Hercegowina) podziemne ługowanie soli (solanka) było przyczyną osiadania gruntu w tempie 40 cm/rok. Zostało zniszczonych dwa tysiące budynków i przesiedlono 1,5 tys. ludzi (Mancini i in. 2009). W Polsce do katastrof spowodowanych eksploatacją soli dochodziło wielokrotnie w Wieliczce i Bochni. Największa jednak wydarzyła się w kopalni soli w Wapnie na Kujawach w 1977 r. Wysad solny przykryty jest czapą gipsową i osadami plejstoceniowymi. Najpierw eksploatowano gips, a dopiero później niżej zalegającą sól. W warstwie gipsu było wiele korytarzy wypełnionych wodą – cały nadkład soli był mocno zawadziony, dlatego należało zachować wyjątkową ostrożność podczas podziemnej eksploatacji. Powinna być zachowana odpowiednio duża osłona w stropie soli. Sól wydobywano z dziewięciu poziomów na głębokości 420–4000 m p.p.t. Niestety w latach 70. XX w. zaczęto kopać sól na głębokości zaledwie 230 m i woda z nadkładu rozmyła ciekłą warstwę ochronną i dostała się do kopalni, zalewając ją. Na powierzchni terenu ponad kopalnią powstały liczne zapadliska, które były przyczyną zniszczenia domów i infrastruktury (ryc. 5.10). Podczas wyjątkowo wilgotnych lat (np. w 2010 r.) nadal powstają drobne nierówności terenu w zasięgu dawnej kopalni. Pozbycie się zagrożenia w kopalniach soli praktycznie nie jest możliwe.



Ryc. 5.10. Lej powstały nad kopalnią soli w Wapnie podczas katastrofy w 1977 r.

Źródło: [pzitb.superhost.pl/wordpress/index.php/wyjatkowe-miejsca-i-objekty/wapno-kopalnia-soli/](http://pzitb.superhost.pl/wordpress/index.php/wyjatkowe-miejsca-i-objekty/wapno-kopalnia-soli/) (dostęp: 15.03.2019).



Z zestawienia wyników badań z różnych części świata wynika, że indukowane przez człowieka leje stanowią ogromną większość nowych depresji (Waltham i in. 2005). W ciągu ostatnich kilku lat informacje o niespodziewanych zapadliskach, do których wpadały domy, samochody i ludzie, były dosyć częste na stronach internetowych. Raporty przedstawiające takie nieszczęścia pochodzą głównie z Florydy, gdzie prawie cały stan jest terenem krasowym. Zapadliska na dużą skalę w obszarach zurbanizowanych w obszarach krasowych powstają także w Meksyku, niektórych częściach Włoch, Chorwacji oraz Chin.

### **5.1.3. Możliwości ograniczenia strat spowodowanych osiadaniem i zapadaniem się powierzchni na obszarach krasowych**

Do procesów krasowych, które w największym stopniu mają negatywny wpływ na tereny zurbanizowane, należy rozwój różnych zagłębień, w tym lejów krasowych i obniżanie powierzchni. Małe, pojedyncze leje z rozpuszczania powstające w wapieniach są zagrożeniem dla pojedynczych właścicieli gruntów, na których powstają, ale osiadanie większych terenów zabudowanych jest już poważnym problemem. Obniżający się nawet wolno, ale systematycznie, grunt może powodować pękanie ścian w budynkach, zagrażać zaporom oraz strukturom liniowym np. autostradom.

Rozwój lejów różni się od innych zagrożeń, np. powodzi czy osuwisk. Zasięg lejów krasowych jest ściśle związany z występowaniem skały krasowiejącej, bezpośrednio na powierzchni albo pod cienką pokrywą skał przepuszczalnych. Nie można jednak wskazać dokładnie miejsca, jak w przypadku np. osuwisk ograniczonych do stromych stoków. Mogą powstawać na wysoczyźnie, w dolinie i na stoku. Niektóre formy rozwijają się tylko z przyczyn naturalnych, a na tempo rozwoju innych ogromny wpływ ma oddziaływanie człowieka. Dlatego ważne jest poznanie zagrożenia wynikającego z osiadania terenu w zagospodarowanych obszarach krasowych.

Do trzech głównych zadań mających na celu ograniczenie zagrożenia rozwoju zagłębień krasowych w obszarach zurbanizowanych należą:

- inwentaryzacja, poznanie charakteru i genezy istniejących lejów,
- prognozowanie czasowo-przestrzennego zasięgu przyszłych zagłębień, tempa osiadania i rozmiarów oraz wyznaczenie zagrożenia,
- planowanie zagospodarowania, zapobieganie i poprawa struktury gruntu w obszarach zabudowanych oraz monitorowanie i kontrola osiadania gruntu.

Wyznaczenie zagrożenia związanego z wystąpieniem lejów krasowych wymaga badań powierzchniowych i podpowierzchniowych. W pierwszym etapie, w ramach badań powierzchniowych, należy wykonać inwentaryzację i rozpoznanie wszystkich istniejących zagłębień. Potrzebna jest dokładna informacja o wielkości, wieku i genezie form. Należy wykorzystać wiedzę z zakresu geologii i hydrogeologii obszaru oraz działalności człowieka w celu wyjaśnienia

dotychczasowego procesu osiadania. Czasem identyfikacje procesów osiadania maskuje działalność antropogeniczna (wypełnienia, zabudowa). Dlatego do badań powierzchniowych przydatne są zdjęcia lotnicze szczególnie wielkoskalowe stereoskopowe. Stare fotografie lotnicze pozwalają wyznaczyć leje zatarte w wyniku działalności człowieka. Szczegółowa interpretacja zdjęć jest pomocna w ustaleniu chronologii najmłodszych form oraz ocenie chociaż minimalnego prawdopodobieństwa rozwoju lejów (liczba na km<sup>2</sup> na rok). Dokładne badania terenowe są niezbędne do lokalizacji form niezidentyfikowanych na zdjęciach lotniczych. Niektóre cechy, jak antropogeniczne wypełnienia na obszarach bagiennych albo roślinność wilgotna, mogą pomóc w wykryciu zatartych zagłębień. Przydatna jest analiza starszych szczegółowych map topograficznych, ponieważ lokalne nazwy często opisują stan lub charakter środowiska. Ważne są także informacje zapisane i przekazywane ustnie o osiadaniu. Przydatne w lokalizacji lejów i w określeniu zasięgu terenów osiadania w skali mm/rok mogą być techniki geodezyjne, takie jak InSAR i dane z systemu LIDAR (Light Detecting And Ranging).

Bardzo ważne są także badania podpowierzchniowe (Milanović 2015). Badania speleologiczne wskazują kierunek przepływu wód gruntowych, miejsca procesów sufozji i obniżania. Przydatne są metody geofizycznej eksploracji z wykorzystaniem radaru oraz wiercenia w celu poznania osadów. Liczba wierceń bywa jednak zazwyczaj niewystarczająca. W Turcji pomimo wykonania 36 kilometrów wierceń badawczych i 11 kilometrów sztolni nie wykryto jaskini o objętości ponad 600 tys. m<sup>3</sup> w rejonie posadowienia zapory Keban Dam. Jaskinia ta osłabia wodoszczelność zbiornika i przyczynia się do starty 26 m<sup>3</sup>/s wody (Milanović 2000).

Analiza bilansu wodnego i składu chemicznego wód wypływających z analizowanego obszaru także pomaga określić aktualną szybkość działania procesów krasowych. Stopień aktywności krasu wyraża się ilością substancji rozpuszczonej rocznie i wynoszonej z danego terenu, w porównaniu z objętością skał rozpuszczonych. Można zakładać, że przy niezmiennych warunkach przepływu wód zarówno powierzchniowych, jak i podziemnych, szybkość rozwoju krasu będzie zbliżona do obecnego.

W następnej kolejności przygotowywane są mapy terenów osiadania i analiza zagrożenia dla obszarów zurbanizowanych. O ile wyznaczenie terenu zagrożonego osiadaniem jest dosyć proste, o tyle dokładne przewidywanie czasu powstania pojedynczego zapadliska lub leja w danym miejscu, oszacowanie częstotliwości i prawdopodobieństwa wystąpienia jest ciągle niewystarczające. System monitoringu pozwala lokalizować miejsca mikrodeformacji, zmiany poziomu wód gruntowych, subtelne zmiany w powierzchni, które mogą wskazać na proces osiadania. Ważne są także pewne czynniki spustowe, np. nawalne deszcze czy duże powodzie. Prawdopodobieństwo wystąpienia zapadliska krasowego lub leja może być oszacowane w liczbach zdarzeń na rok na jednostkę powierzchni. Takie szacunki są oczywiście możliwe raczej dla krasu solnego i gipsowego niż wapiennego. Przykładowo w obszarze krasu solnego w nawadnianej dolinie Ebro

w północno-wschodniej Hiszpanii oszacowano minimalne prawdopodobieństwo powstania 44 lejów na km<sup>2</sup> na rok (Gutiérrez 2014).

Najskuteczniejszym sposobem minimalizowania zagrożenia jest unikanie przeznaczania pod zabudowę powierzchni ze starszymi lejami. Należy wyznaczyć wokół takich lejów tereny ochronne. Jeżeli obszary z predyspozycjami do osiadania są już zamieszkałe, to ryzyko powinno być łagodzone poprzez osłabianie procesów. Zatem pomocne powinny być przede wszystkim procesy planowania przestrzennego, a dopiero w dalszej kolejności zastosowanie inżynierskich zabezpieczeń.

Przydatność dla potrzeb budownictwa obszarów zbudowanych ze skał rozpuszczalnych zależy od stopnia ich skrasowienia oraz rodzaju budowli, jakie mają być wznoszone. Budownictwo lekkie (budynki jednokondygnacyjne i drogi) nie powoduje wzrostu obciążenia stropów skał skrasowiałych. Budownictwo ciężkie może spowodować zawalenie się stropów kawern lub jaskiń, dlatego zawsze należy wykonać wiercenia badawcze w wapieniach dla stwierdzenia zakresu wewnętrznego krasowienia, nawet gdy brak jest zewnętrznych objawów procesu.

Do dziedzin, w których należy zachować specjalne zasady zagospodarowania i projektowania, należą (Pulina i Andrejczuk 2000):

- gospodarka wodna. Duże wodonośce krasowe stanowią bardzo cenny rezerwar wody pitnej, a prace górnicze powodują często jego zniszczenie. Wody podziemne są narażone na zanieczyszczenie wywołane infiltracją ścieków przemysłowych, komunalnych, składowaniem toksycznych odpadów w depresjach krasowych i wyrobiskach;

- budownictwo wodne. Jest ono przedsięwzięciem o dużym stopniu ryzyka i znacznych kosztach, a wymaga bardzo dobrego poznania budowy geologicznej i znajomości zjawisk krasowych;

- budownictwo lądowe. Powierzchnia krasowa jest zagrożona częstymi deformacjami wywołanymi zapadaniem się pustek korazyjnych i sufozyjnych, szczególnie w krasie zakrytym i kopalnym;

- górnictwo podziemne. Tam, gdzie eksploatacja odbywa się poniżej poziomu wód gruntowych, następują nieodwracalne zmiany w wodonoścu krasowym. Aby umożliwić eksploatację, wypompowuje się wodę, najczęściej ze strefy freatycznej, co przyczynia się do rozwoju dużego leja depresyjnego, a także znikania źródeł, cieków i zbiorników powierzchniowych;

- zagospodarowanie jaskiń. Obecnie służą one do celów turystycznych, gospodarczych czy nawet militarnych;

- zagrożenia środowiska krasowego wynikające z wpływu niekorzystnych zjawisk zewnętrznych, np. kwaśnych deszczów. Przez brak skutecznej naturalnej infiltracji tych zanieczyszczonych wód w środowisku krasowym przenikają one szybko do wodonośców. Powodują wzmożoną korozję skał węglanowych, co zagraża ciężkim obiektom lądowym i wodnym. Korazja sięga także powierzchni betonowych oraz cementowych, m.in. wiaduktów i wysokich budynków mieszkalnych.

Do głównych prac naprawczych należą następujące procesy: zapobieganie i kontrola obniżania poziomu wód gruntowych; kontrola nawadniania; uszczelnianie kanałów i rowów nawadniających; używanie giętkich przewodów z teleskopowym łączem; tworzenie powierzchni nieprzepuszczalnych z geomembrany; używanie skutecznego systemu drenażu i przejmowanie odpływu powierzchniowego; wypełnianie zagłębień w glebie lub skale przez zaprawy murarskie; poprawa nośności gruntu przez kompaktację. Metody remediacji lejów (< 10 m) polegają na: odkryciu i pozatykaniu ponorów dużymi blokami skalnymi, betonowymi lub zaprawą murarską. Następnym krokiem jest zasypanie zagłębień. Początkowo dno i ściany są kryte filtracyjnym tworzywem. Zagłębienia mogą być wypełnione zwartą gliną albo kauczukową membraną. Inżynierskie zabezpieczenia polegają na: budowaniu specjalnych podstaw dla budynków, włączając płyty, podmurówki, taśmy i okrągłe belki konstrukcyjne. Belki są wykorzystywane szczególnie w narożnikach. Linearne struktury, w tym drogi i koleje, powinny być wzmocnione przez wprowadzenie georusztu rozciągającego się w podstawie i na nasypach.

Działalność inżynierska powinna być poprzedzona rozpoznaniem aktualnego stanu skrasowienia i prognozą zmian. Bardzo ważne dla wszystkich obiektów jest poznanie ukształtowania stropu skał krasowych, zwłaszcza że występująca z reguły w zagłębieniach stropu zwietrzelina ilasta jest bardzo ściśliwa. W tej sytuacji posadowienie budynku częściowo na skale i częściowo na zwietrzelinie prowadzi do jego spękania. Czasem przy poważnych ciężkich budowlach stosuje się na ogół uszczelnianie skał metodą zastrzyków: mlecza cementowego przy małych szczelinach i zaprawy cementowej przy dużych kawernach. Na terenach krasowych należy uregulować odpływ wód opadowych, które winny być ujęte w szczelne kanały. Niedopuszczalne jest przedostawanie się w podłoże wód ściekowych, agresywnych w stosunku do wapienia lub gipsu.

Większość scenariuszy globalnych zmian klimatu zakłada do 2100 r. wzrost średniej rocznej temperatury powietrza w umiarkowanej strefie klimatycznej, w tym w Polsce. Zmianom tym ma towarzyszyć wzrost częstotliwości i intensywności opadów ulewnych, susz i powodzi. W związku z tym w obszarach skał krasowiejących pasa wyżyn można przewidywać wzrost natężenia denudacji chemicznej i procesów krasowych (głównie indukowanych). Towarzyszące im osiadanie lub zapadanie się gruntu, może wpłynąć na ograniczenie działalności gospodarczej, co winno być uwzględnione w planach zagospodarowania przestrzennego (Tyc 2008).

## **5.2. Osiadanie terenu jako skutek poboru wód podziemnych w obszarach pozakrasowych**

Miasta wymagają ciągłego zaopatrzenia w wodę, a ich rozrost powoduje także zwiększenie tego zapotrzebowania. Najłatwiejszym źródłem w wielu regionach świata stały się wody podziemne, które zaczęto coraz intensywniej wy-

dobywać. W niektórych przypadkach woda jest już przedmiotem eksploatacji górniczej, ponieważ jest pozyskiwana jak każdy inny nieodnawialny surowiec mineralny. Wiąże się to zwykle z szybkim obniżeniem zwierciadła wody podziemnej. W pierwszej kolejności w takich obszarach rozwijają się leje depresyjne, a następnie dochodzi do osiadania powierzchni terenu.

W normalnych warunkach ilość wód podziemnych i poziom zwierciadła znajdują się w długotrwałym stanie równowagi, w którym zasilenie jest równe wypływowi. Warstwy wodonośne (zbiorniki wód podziemnych) są utworami mającymi dużą porowatość i przepuszczalność, co umożliwia ruch wody w ich obrębie. Jeżeli zbiornik wodny ma stały odpływ, musi być również stale uzupełniany przez przesączające się powoli wody powierzchniowe. Przeciętna prędkość ruchu wód podziemnych wynosi od kilku milimetrów do kilku cm na godzinę, dlatego też czas ponownego napełnienia zbiornika jest bardzo długi. Wystarczy kilka lat, aby zasilić pierwszy poziom wodonośny, do głębszych potrzeba już setek, a do najgłębszych nawet tysięcy lat.

Odpływ bezpieczny oznacza taki pobór wód przez pompowanie, który można prowadzić przez długi czas bez obniżenia zwierciadła wody. Intensywne pompowanie zakłóca tę równowagę i poziom wód opada. Jeżeli czerpane są tylko niewielkie ilości, obniżenie poziomu zwierciadła jest lokalne i lej depresyjny powstaje wokół pojedynczych studni. Jeśli natomiast czynnych studni jest bardzo dużo i wypompowane są duże ilości wody, obniżenie poziomu wód może mieć charakter regionalny. Następuje stopniowe obniżenie zwierciadła, a jednocześnie zmniejszenie szybkości, z jaką woda może być pompowana. Ze zbiornika podziemnego można pozyskać jedynie 15–25% zawartej w nim wody. W miarę obniżania się poziomu wody zmniejsza się grubość warstwy nasyconej, zmniejsza się szybkość pompowania, gdyż woda w większym stopniu dopływa z boku, niż spływa w dół pod wpływem siły ciężkości. Wydobywanie wód podziemnych przez pompowanie nasiliło się w XX w. w wyniku zwiększenia liczby ludności, rozwoju przemysłu i intensywnego nawadniania w obszarach pól suchych. Ogromne zapotrzebowania na wodę w okolicach Houston w USA spowodowało obniżenie zwierciadła o 100 m w latach 1940–1970. W Arizonie od 1930 r. czerpano wodę dla miasta Phoenix i dla rolnictwa, co spowodowało średnie roczne obniżenie poziomu wód gruntowych o 2,7 m (Craig i in. 2003).

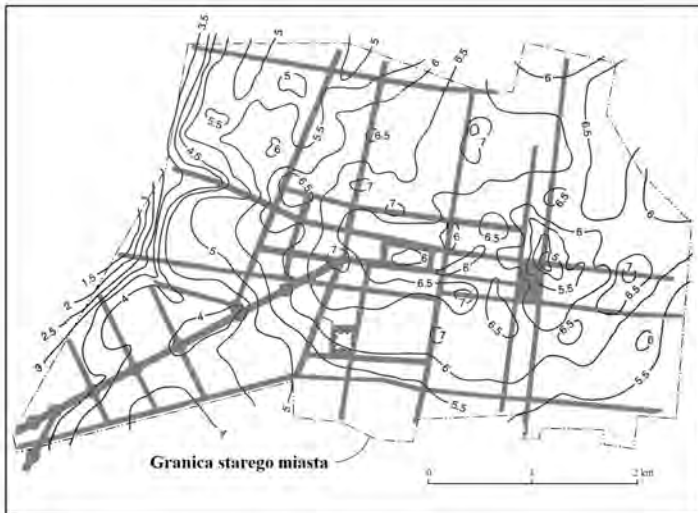
W większości zbiorników wód podziemnych wypompowanie wody nie ma wpływu na powierzchnię terenu, gdyż woda wypełnia jedynie przestrzenie międzyziarnowe. Jednak w zbiornikach o zwierciadle napiętym (zwierciadło wody podziemnej pozostaje pod ciśnieniem większym niż atmosferyczne) lub w zbiornikach, w których warstwy wodonośne są źle izolowane, wody uwięzione w drobnoziarnistych osadach podtrzymują strukturę skały, dlatego też w miarę ich poboru następuje powolne i nieodwracalne osiadanie powierzchni terenu, a nawet niekiedy przebiega ono gwałtownie. Pobór na wielką skalę wody gruntowej i ropy naftowej powoduje spadek ciśnienia porowego między ziarnami, co



przyczynia się do przybliżania ziarna do ziarna i prowadzi do kompaktacji osadów, a w konsekwencji do osiadania terenu.

Skutki osiadania w obszarach zurbanizowanych mogą być znaczne i obejmują uszkodzenia: obudowy ujęć wody; budynków, dróg i mostów; podziemnych kabli, wodociągów i kanałów oraz zmiany w wydajności nawadniania i zwiększenie niebezpieczeństwa zalania nisko położonych obszarów nadmorskich.

Jednym z lepiej poznanych procesów osiadania gruntu z powodu obniżenia poziomu wód podziemnych jest stolica Meksyku. Miasto wybudowano na nieskonsolidowanych, nasyconych wodą osadach aluwialnych i jeziornych. Dla użytku mieszkańców i dla przemysłu pozyskiwano wodę podziemną ze studni zlokalizowanych w obrębie miasta. Z czasem ciśnienie porowe wody zmalało i spowodowało rozległą, powolną subsydencję powierzchni terenu. Początkowo przez długi czas tempo osiadania było znikome, jednak wzrost liczby mieszkańców i zwiększony pobór wody przyspieszyły tempo subsydencji. Pomiędzy 1891 i 1959 r. największe obniżenie wyniosło 7,5 m, w tym całe centrum osiadło o 4 m (ryc. 5.11). W obrębie starego miasta w Meksyku wystąpiło intensywne osiadanie rzędu 5,5–7 m. Budynek opery o wadze 54 ton osiadł więcej niż 3 m, a parter znalazł się 1 m poniżej poziomu gruntu (Easterbrook 1993; Adler i Tanner 2013). Nadal ponad 70% wody używanej w mieście pochodzi z zasobów podziemnych. Obecnie osiadanie gruntu wynosi ok. 370 mm/rok, co powoduje ciągłe uszkodzenia struktury domów i infrastruktury, np. ulice, wodociągi, kanalizacja (ryc. 5.12, 5.13). W innych miastach Meksyku osiadanie jest rzędu 40–90 mm/rok (*Subsidence in Mexico*).



Ryc. 5.11. Subsydencja gruntu w Meksyku (zasięg starego miasta) w latach 1891–1959  
Linie łączą miejsca jednakowego osiadania w metrach

Źródło: na podstawie Eastbrook 1993.



Ryc. 5.12. Uszkodzone fundamenty budynku i płyty chodnikowe w wyniku osiadania terenu w Meksyku

Źródło: <https://heraldodemexico.com.mx/cdmx/edificio-cruje-y-se-hunde/> (dostęp: 31.10.2019).



Ryc. 5.13. Przechylenie bazyliki Matki Bożej z Guadalupe w Meksyku w wyniku osiadania terenu

Źródło: <https://watercentral.wordpress.com/category/mexico-city/> (dostęp: 14.04.2019).

Jednym z pierwszych regionów, gdzie zbadano osiadanie terenu w obrębie aglomeracji, było Houston-Galveston w Teksasie. Intensywny pobór wód podziemnych do zaspokajania potrzeb aglomeracji oraz wydobywanie ropy naftowej spowodowały obniżenie od 1915 r. terenów nadbrzeżnych w dzielnicy Baytown o 2,5 m (Craig i in. 2003). Ponad 450 budynków mieszkalnych położonych w niecce jest systematycznie zalewane przez wody podczas wysokich pływów, dlatego zostały opuszczone.

Kolejną metropolią, która ma problem z osiadaniem powierzchni, jest Nowy Orlean położony nad Zatoką Meksykańską. Miasto zostało wybudowane w delcie Missisipi. Znaczna jego część położona jest, w wyniku osiadania, 2–4 m poniżej poziomu morza (Easterbrook 1993). Subsydencja w tym regionie jest zjawiskiem naturalnym (średnio 1,55 mm na rok), jednak brzegi Zatoki Meksykańskiej od Florydy po Teksas zaczęły obniżać się gwałtownie pod koniec pierwszej połowy XX w. Dzisiaj tempo jest wielokrotnie większe. Jedną z przyczyn jest bardzo duże ograniczenie dostawy zawiesiny na obszar delty z powodu zatrzymania jej przez tamy zbudowane na większych dopływach Missisipi. Zbiorniki retencyjne redukują niebezpieczeństwo powodzi, ale zatrzymują także osad, który wcześniej był akumulowany dopiero w obrębie delty. Dodatkowo rozrastające się miasto czerpało ogromne ilości wody z podziemnych zasobów. Z gruntu została wypompowana taka ilość wody w ostatnich dekadach, że miękkie osady podłoża zaczęły ulegać szybkiej kompaktacji, powodując tym samym znacznie szybsze obniżanie powierzchni lądu, aniżeli miało to miejsce wcześniej. Wraz z obniżaniem terenu w obrębie delty wody Zatoki wkraczają coraz dalej na obszar lądu, dlatego konieczne są wielkie systemy zabezpieczeń dla miasta. Wody opadowe muszą być wypompowywane z centrum miasta, ponieważ same nie odpłyną, co generuje ogromne koszty (Stanley 2002; Pearce 2007). Z nowszych badań wynika, że tempo osiadania Nowego Orleanu wynosi 26 mm na rok (Erkens i in. 2015).

Osiadanie terenów w wyniku pozyskiwania ogromnych ilości wód podziemnych dotyka także ponad 50 dynamicznie rozwijających się miast w Chinach, szczególnie te położone na aluwialnej Nizinie Chińskiej i w delcie Jangcy. W Pekinie 70–80% zużywanej wody pochodzi z podziemnych pokładów, dlatego średni poziom wód gruntowych obniżył się o 45 m w latach 1950–1990. Średnie roczne tempo osiadania terenu wynosi 137 mm, co oznacza coraz więcej problemów, np. w 2000 r. 30% awarii instalacji wodociągowych i gazowych spowodowało osiadanie gruntu (Adler i Tanner 2013). Także w Szanghaju (23 mln mieszkańców) subsydencja trwa już od 100 lat, a pierwszy przypadek odnotowano w 1921 r. Największe tempo odnotowano w latach 50. i 60. XX w. (20 cm na rok). W 1963 r. zamknięto większość studni w mieście, ale procesu nie zatrzymano. Ocenia się, że za subsydencję w 70% odpowiada pobór wód podziemnych, a w 30% nacisk wieżowców. Osiadaniu sprzyja głównie podatne aluwialne i bagniste podłoże geologiczne. Wprowadzono zakaz budowy wieżowców w najbardziej narażonych obszarach. Z badań wynika, że główną metodą kontrolowania osiadania ziemi

w Szanghaju jest zapobieganie opadaniu wód gruntowych, dlatego miasto poczyniło wielkie wysiłki w tym zakresie. Od 2005 r. codziennie pompowane są setki ton wody do gruntu, w celu ograniczenia tempa osiadania. Od 2012 r. przez 121 odwiertów pompowanych jest do gruntu 60 tys. ton wody dziennie (Wang i in. 2014; Dai 2016). Jest to ogromne obciążenie dla miasta i cierpi ono na niedobór świeżej wody. Poziom wód podziemnych kontroluje w mieście ponad 300 czujników. Osiadanie gruntów wynikające z eksploatacji wód podziemnych stało się wiodącym czynnikiem ograniczającym zrównoważony rozwój zasobów, środowiska i gospodarki w Szanghaju – uważane jest za obszar katastrofy geologicznej.

Subsydencja zachodzi także w innych miastach na świecie, np. w Dżakarcie w średnim tempie 179 mm na rok, Bangkoku – 120 mm na rok, Tokio – 239 mm na rok (Erkens i in. 2015; Kaneko i Toyota 2011). W Dżakarcie (10 mln mieszkańców) w latach 1972–2010 fragmenty miasta obniżyły się o 25–75 cm (Chausard i in. 2013). Ograniczenie tempa osiadania terenów jest bardzo trudne, ale podejmowane są przez władze miejskiej różne wysiłki w tym kierunku. W pierwszej kolejności zamykane są studnie głębinowe w obrębie miasta. Instalowane bywają czujniki do pomiaru poziomu wód gruntowych. Jeżeli poziom wody gruntowej nadal opada, w terenie najbardziej zagrożonym pompowana jest woda do gruntu, np. w niektórych miastach chińskich i japońskich. Wprowadzany jest zakaz budowy wieżowców w najbardziej narażonych obszarach. Wszystkie prace są bardzo kosztowne.

### **5.3. Zapadanie i osiadanie terenów w zasięgu podziemnych kopalni**

W zależności od charakteru skały w podłożu wszelkie podziemne wykopy (piwnice, kopalnie) mogą spowodować z czasem osiadanie gruntów lub rozwój zapadlisk. Skala tych procesów zależy od głębokości i wielkości podziemnych korytarzy. Zwykle zapadliska rozwijają się bardzo szybko, a osiadanie gruntów zachodzi nieco wolniej.

W przypadku niektórych miast problemem są zapadające się stropy głębokich piwnic wykopanych czasem jeszcze w średniowieczu. W Polsce lokalne procesy zapadania gruntu miały miejsce na obszarach lessowych Wyżyny Lubelskiej i Sandomierskiej. Występowały w obrębie najstarszych części Lublina, Sandomierza i Opatowa, nad systemami wielopoziomowych piwnic (Biernat i in. 2005). Przykładem może być los najstarszej i najcenniejszej części Sandomierza, miasta położonego na krawędzi doliny Wisły zbudowanej z lessów. Systemy piwnic wydrążonych w lessach od połowy XIV do połowy XVII w. były przyczyną katastrof budowlanych w XIX i XX w., głównie w latach 60. XX w. Dla ratowania miasta wiele piwnic wypełniono mieszaniną lessu z dodatkiem szkła wodnego



lub cementu. Fragmenty piwnic o długości 470 m po zabezpieczeniu i odnowieniu udostępniono jako podziemną trasę turystyczną.

Podobny problem ma Chełm – miasto wybudowane na podłożu kredowym. Pokład kredy piszącej ma ok. 300 m miąższości. Kredę eksploatowano od XVI w., a każda piwnica pod domem była jednocześnie szybem. Przez wiele wieków mieszkańcy czerpali korzyści finansowe ze sprzedaży kredy, którą wykorzystywano na potrzeby przemysłu cementowego. Kopania surowca w obrębie miasta zakazano dopiero na początku XX w, jednak długi czas eksploatacji przyczynił się do powstania pod miastem trzech kondygnacji korytarzy. Niezabezpieczone stropy piwnic zaczęły zawałać się, powodując duże straty, np. w 1965 r. i w latach 70. XX w. Po tych przypadkach przeprowadzono pewne prace zabezpieczające, np. część korytarzy zasypano piaskiem. Pomimo tych prac w listopadzie 2013 r. zapadła się część rynku na starym mieście.

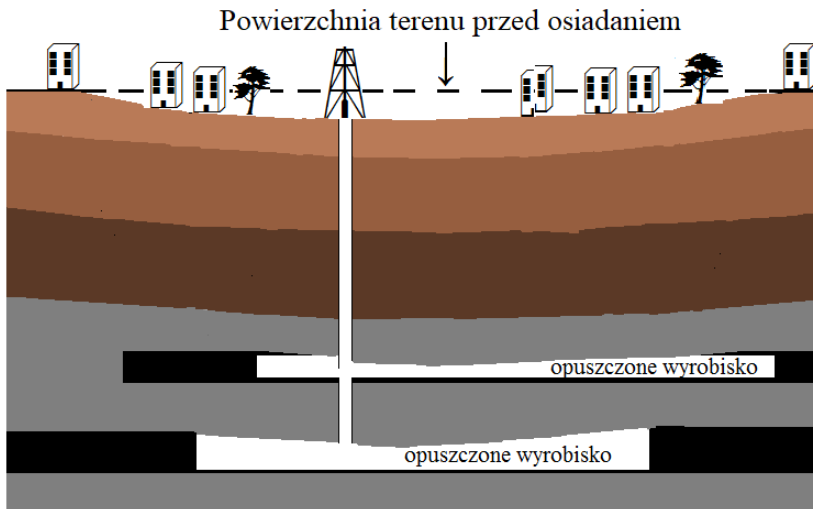
Grunty lessowe i marglowe w stanie suchym są dosyć stabilne i wytrzymałe, jednak wskutek higroskopijności wchłaniają szybko wodę i tracą wytrzymałość. Zjawisko jest tym groźniejsze, im łatwiejszy ma dostęp do podziemi woda powierzchniowa. Woda i wilgoć naruszają spoiwość i zwartość struktury gruntów, powodując przemieszczanie warstw i zawały nawet z stanie nieobciążonym. W większości przypadków pierwszymi objawami grożącej katastrofy są nagłe spękania i zarysowania budynków, a następnie tworzą się szczeliny, leje lub zapadliska na powierzchni terenu. Podstawowym warunkiem zabezpieczenia budynków na takich obszarach jest przede wszystkim powstrzymanie deformacji i ruchów podłoża, co wiąże się z koniecznością przeprowadzenia bardzo skomplikowanych zabiegów, niekiedy o charakterze górniczym. O wyborze sposobu zabezpieczenia decydują głównie: budowa geologiczna, wymiary i usytuowanie wyrobisk, właściwości strukturalne gruntów i zaistniała sytuacja. Jako środki zabezpieczające wymienić należy przede wszystkim zasypanie wyrobiska podsadzką piaskową lub podsadzką z gruntu naturalnego z odpowiednimi stabilizatorami, np. w przypadku gruntów lessowych stosuje się jako stabilizator domieszkę szkła wodnego (Borusiewicz 1985).

Także we Włoszech współcześnie rozwijają się obniżenia nad wyrobiskami. W długiej historii Włoch eksploatowano różne surowce, co spowodowało powstanie wielu podziemnych kanałów i korytarzy. Obecnie te dawne tereny górnicze są włączane w obręb rozrastających się miast. Krążące wody podziemne i obciążenie gruntów są przyczyną zapadania. Jeżeli podziemna pustka znajduje się pod zabudowanym terenem, to zawalenie się jej stropów jest przyczyną zniszczenia budynków i infrastruktury (Parise i Vennari 2013).

Największy wpływ na powstawanie deformacji powierzchniowych mają jednak duże podziemne kopalnie (ryc. 5.14). Powstają wtedy zapadliska i niecki z osiadania. Subsydencji na większą skalę poddane są tereny z górnictwem podziemnym z XIX i XX w. Górnictwo podziemne wykorzystuje systemy korytarzy i wyrobisk. Większość kopalń ma jedną lub więcej dróg dostępu do złoża w postaci pionowego



szybu, poziomej sztolni lub nachylonej ukośnie pochylni. Na wyrobiska podziemne składają się liczne tunele (chodniki, przekopy), często na różnych poziomach połączone szybkami. System eksploatacji zależy od formy i rodzaju złoża. Chodniki, komory i przekopy w kopalniach cyny w obrębie granitów rzadko wymagają obudowy i zabezpieczenia stropu, podczas gdy w kopalniach węgla słaby strop (skały osadowe) trzeba mocno podpierać drewnianymi stemplami lub obudową stalową. Wydobywanie dużej ilości surowców, zwłaszcza węgla kamiennego na stosunkowo ograniczonej przestrzeni, powoduje znaczne naprężenia w obrębie górotworu i przemieszczenia pionowe skał jeszcze w trakcie pracy kopalni. Przyczyną zmian topograficznych w strefie eksploatacji węgla mogą być także wgłębne prace odwadniające. W ich wyniku dochodzi do znacznego osuszenia górotworu i w efekcie do powstania niecek osiadania, nawet poza czynnym polem górniczym. Po opuszczeniu kopalni i braku troski o stemple często występują zawały stropów podziemnych korytarzy, co prowadzi do osiadania terenu na powierzchni.



Ryc. 5.14. Osiadanie terenu w obrębie zasięgu podziemnych kopalni

Źródło: opracowanie własne.

Osiadanie terenu występuje zwłaszcza tam, gdzie podziemne wyrobiska znajdują się na niewielkich głębokościach, albo gdzie skały w ich stropie są słabe lub mocno spękane. Widoczne jest to szczególnie wyraźnie w miękkich skałach osadowych, np. w licznych kopalniach węgla w USA, Australii i Polsce. Osiadanie terenów rolniczych zwykle nie stanowi większego zagrożenia, natomiast na obszarach zajętych przez budownictwo miejskie i sieć komunikacyjną może być ono poważnym problemem. Procesy te mogą występować nawet po wielu latach

od zaprzestania eksploatacji. W marcu 1995 r. we wschodniej części stanu Ohio teren zapadł się na długości 600 m pod odcinkiem autostrady przebiegającym nad wyrobiskami kopalni węgla zamkniętej w latach 30. XX w., czyli groźne skutki ujawniły się po 60 latach od zaprzestania działalności górniczej (Craig i in. 2003).

W Polsce najbardziej intensywne tego typu przeobrażenia rzeźby miały miejsce w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, gdzie w okresie 200 lat (XIX i XX w.) wydobyto prawie 10 mld m<sup>3</sup> węgla i skały płonnej (Pukowska-Mitka 2002). Na obszarze Górnośląskiego Zagłębia około 60 tys. ha powierzchni podlega osiadaniu (Graniczny i Mizerski 2009). Niecki mają w niektórych obszarach znaczne rozmiary, od kilkuset m do 2 km średnicy i od kilku do 45 m głębokości. Rejestrowane liczne szkody górnicze prowadzą do uszkodzenia domów, sieci wodociągowej, kanalizacyjnej, energetycznej itd. W wyniku subsydencji zmienił się także układ naturalnych działów wodnych i powstały obszary bezodpływowe, stanowiące na tym terenie prawie 70% powierzchni całkowitej (Wach 1987). Część niecek i zapadlisk jest wypełniona wodą, tworząc tzw. antropogeniczne pojezierza.

Poważny problem związany z zapadaniem się stropów podziemnych wyrobisk węgla kamiennego dotyczy Bytom. Kopalnia pod miastem jest czynna od 1949 r., a powierzchnia zaczęła osiadać już pod koniec lat 50. XX w. Największą subsydencję odnotowano w latach 70. XX w., a w okresie intensywnej eksploatacji wynosiła ona nawet 5 mm na dobę (Graniczny i Mizerski 2009). W latach 1949–1999 jedna z ulic w centrum miasta obniżyła się maksymalnie o 6,77 m. W latach 1999–2009 powierzchnia miasta obniżyła się od 0,2 do 2,2 m. Także obecnie co roku występują zapadliska lub wolniejsze osiadania gruntu, dlatego w obrębie miasta jest 3500 punktów obserwacyjnych, a pomiary dokonywane są dwa razy w roku.

Podobne problemy ma Bieruń – miasto w zasięgu czynnej podziemnej kopalni węgla kamiennego. Osiadanie terenu obejmuje już znaczną część miasta. Zgodnie z prognozami do lat 30. XXI w. większa jego część znajdować się będzie w regionach depresyjnych, tj. położonych poniżej lustra wody. W obrębie zabudowy miejskiej teren obniży się o 7–7,5 m. W przypadku awarii systemu odwodnienia lub innych (powódź, deszcze nawalne, awaria zasilania) część miasta może znaleźć się pod wodą. Dlatego muszą być stosowane różne rodzaje zabezpieczenia.

W niektórych przypadkach subsydencja obejmuje większy obszar, a wolne tempo tego procesu powoduje, że jest on często niezauważalny w fazie początkowej, dając o sobie znać dopiero po dłuższym czasie. Przykładem wielkoprzestrzennej subsydencji jest pole naftowe Wilmington w Kalifornii, gdzie wydobywanie ropy naftowej i gazu ziemnego doprowadziło do uformowania depresji terenowej o powierzchni 56 km<sup>2</sup> i głębokości 9 m. Następnym przykładem jest subsydencja w Long Beach w Kalifornii. W efekcie 40 lat wydobywania ropy naftowej grunt osiadł o 9 m. Było to powodem ogromnych strat ekonomicznych – zniszczenia studni, budynków, rurociągów, linii transportowych i instalacji w porcie (Easterbrook 1993).

## 6. PROCESY FLUWIALNE

Miasta nadrzeczne cechuje duża różnorodność ze względu na położenie topograficzne i rolę rzeki w rozwoju (Tołwiński 1948; Wrzosek 1976; Kaniecki 2004; Pancewicz 2002; Pancewicz 2004; Koboжек 2013; 2016; Słodczyk 2014). Obecnie rzeka przepływająca przez miasto jest ważnym elementem struktury przestrzennej, a nawet jego symbolem (Kosiński 1999; Nyka 2013). W literaturze dotyczącej obszarów zurbanizowanych rzeka jest przedstawiana zazwyczaj w ujęciach urbanistyczno-krajobrazowych lub w ostatnim czasie w kontekście rewitalizacji zdegradowanych nadrzecznych przestrzeni miejskich. Jest to jednak już najczęściej rzeka uregulowana z całkowicie przekształconym i zagospodarowanym obszarem dawniej równiny zalewowej.

Rzeki są głównym czynnikiem morfotwórczym, a dna ich dolin spełniają bardzo ważne role podczas powodzi. Przebieg i skutki procesów fluwialnych uwarunkowane są czynnikami klimatycznymi, właściwościami geologicznymi i fizjograficznymi zlewni oraz działalnością człowieka. Rzeki cechują się dużą zmiennością przepływu w czasie (stany niskie, średnie i wysokie), spowodowaną nieregularnością zasilania wodami opadowymi i gruntowymi. Położenie poziomu wód gruntowych (aluwialnych) jest zmienne w ciągu roku i pozostaje w ścisłym związku ze stanami wód w rzece. Dlatego równiny zalewowe są obszarami wilgotniejszymi, zalewanymi w czasie corocznych wezbrań i powodzi. Z przyrodniczego punktu widzenia wezbrania spełniają bardzo ważne role w funkcjonowaniu środowiska dolinnego (Koboжек i Koboжек 2005, 2013).

Większość miast powstała nad rzekami, a relacje miasta i rzeki miały charakter dynamiczny, zmieniały się wraz z rozwojem społeczno-gospodarczym i przestrzennym. Szczególnie duże zmiany nastąpiły w XIX w. w związku z rozwojem przemysłu i transportu (Ingarden 1922; Chaline 1980; Pancewicz 2004; Podgóski 2004, 2008; Nyka 2013; Koboжек 2015, 2017). Oddziaływanie bezpośrednie człowieka na procesy fluwialne związane jest np. z przegrodzeniem koryt i regulacją rzek, a także ograniczeniami przepuszczalności powierzchni w zlewni w obrębie miast. Wysilek skupiony jest na ujarzmieniu i przekształceniu z „rzeki tworzącej przyrodę, w rzekę stanowiącą dzieło kultury” (Januszewski 2016, s. 12). Przy czym ze względu na potrzeby człowieka jednym z największych problemów jest cecha najbardziej charakterystyczna dla środowiska fluwialnego, czyli duża sezonowa zmienność przepływu wody w rzekach. Dlatego rzeki i doliny w obrębie miast należą do najbardziej przekształcanych elementów przyrodniczych i geodynamicznych.

## 6.1. Elementy doliny rzecznej i istota procesów fluwialnych

### Elementy doliny rzecznej

W naukach przyrodniczych (szczególnie geomorfologii) dolina rzeczna jest dokładnie zdefiniowana (np. Klimaszewski 1978; Migoń 2006). W profilu formy wydzielane są jej elementy (równina zalewowa, terasy nadzalewowe, zbocza), które różnią się rzeźbą, budową geologiczną, typem gleb oraz głębokością zalegania poziomu wód gruntowych. W zakresie warunków siedliskowych ważna jest ruchliwość wód – pozioma i pionowa, z okresowymi zalewami w obrębie równiny. Istotną rolę w kształtowaniu dolin odgrywają wezbrania. W dolinach występuje duża różnorodność siedlisk, przy czym znaczna ich część nie rozwija się poza nimi.

Najbardziej charakterystycznym elementem doliny rzecznej jest równina zalewowa. Jest to względnie płaska powierzchnia, w obrębie której położone jest koryto rzeczne, podlegająca zalewom w czasie powodzi (ryc. 6.1). Kształtowana jest przez procesy erozyjne i akumulacyjne zachodzące w korycie, jak i poza nim, podczas powodzi. Poza górskimi obszarami równiny zalewowe należą do najbardziej rozpowszechnionych form fluwialnych, towarzyszących większości dużych rzek i ich dopływów. W obrębie równiny zalewowej występują dwie części: niższa, zalewana podczas corocznych wezbrań i wyższa, będąca pod wodą tylko podczas większych i największych wezbrań. Równina zalewowa zbudowana jest z osadów aluwialnych, ale duży udział mają także torfy. Jest to najwilgotniejszy element doliny rzecznej, dodatkowo z dużym rocznym wahaniami poziomu wód powierzchniowych i podziemnych.



Ryc. 6.1. Elementy doliny rzecznej i zasięg powodzi

Symbol domu został umieszczony na terenach poza zasięgiem fali powodziowej najczęściej zajętych przed osadnictwem

Źródło: opracowanie własne.

Terasy nadzalewowe są fragmentami dawnego rozciętego dna doliny położonego wyżej niż powierzchnia zalewowa. Towarzyszą zboczom doliny, ale

występują także w obrębie szerokich den dolinnych jako spłaszczenia i równiny, oddzielone stromym stokiem od terenów zalewowych. Są to powierzchnie położone poza zasięgiem fal powodziowych, dlatego są bezpieczne i nadają się pod zabudowę i zainwestowanie. Dodatkowo, w zależności od budowy, wyróżniane są terasy: skaliste, wycięte w podłożu skalnym, często na skalnym podłożu zalegają osady rzeczne oraz osadowe, zbudowane z osadów rzecznych. Zbocze łączy dno doliny rzecznej z formami sąsiednimi, jednak o innej genezie.

### **Procesy fluwialne**

Rzeką nazywana jest masa wody płynąca w korycie naturalnym pod wpływem siły ciężkości. Ważną cechą w warunkach naturalnych jest zmienność przepływu w rzece, dlatego w pewnych okresach woda płynie także poza korytem, w obrębie równiny zalewowej (ryc. 6.1). Ta zmienność przepływu wpływa na dynamikę procesów fluwialnych. Rzeki zasilane są wodami podziemnymi i powierzchniowymi (opady deszczu, topnienie śniegu), a proporcje między nimi zależą od charakteru środowiska (np. nachylenie i budowa geologiczna powierzchni, warunki klimatyczne).

Działalność wody rzecznej może być trojakiego rodzaju: erozyjna, transportowa i akumulacyjna. Rzeki mają zdolność do erozji, czyli złobienia dna i brzegów koryta, a podczas wezbrania – także równiny zalewowej. Dno koryta poddane erozji (erozja denna i wgłębna) jest pogłębiane. Podcinanie brzegów koryta przez wodę płynącą (erozja boczna) prowadzi nie tylko do jego poszerzania, ale także do zmiany położenia w obrębie dna doliny. O typie erozji decyduje nachylenie podłużne koryta rzeczego i położenie bazy erozyjnej. Efektywność procesów erozyjnych zależy od wielu czynników związanych z jednej strony z charakterystyką strumienia wody, a z drugiej z cechami materiału budującego brzegi koryta. Intensywność erozji rośnie w odcinkach o dużym spadku i dużej prędkości wody. Największa efektywność erozji występuje w miejscach, gdzie moc strumienia jest wysoka, a podłoże jest podatne na rozmywanie, np. zbudowane z piasków i drobnych żwirów. Przekształcenia den dolinnych w wyniku erozji są największe podczas wezbrań.

Rzeki transportują (przenoszą) także materiał skalny różnej frakcji pobierany z erodowanego koryta i dostarczany okresowo z obszaru zlewni. Woda transportuje grubszy materiał jako rumowisko przy dnie koryta, a drobne mineralne cząsteczki unosi w postaci zawiesiny. Związki chemiczne w postaci jonowej transportowane są jako materiał rozpuszczony. Specyficznym obciążeniem rzeki są także fragmenty drzew i krzewów, które czasem tworzą w korytach zatory organiczne. Największa ilość materiału jest transportowana podczas wezbrań.

Rzeki akumulują (osadzają) niesiony materiał, gdy zmniejsza się ich siła transportowa, np. maleje spadek koryta, wtedy powstają liczne formy akumulacyjnej działalności w korycie (np. łachy śródkorytowe) i na równinie zalewowej. W korytach rzek stałych osady podlegają ciągłemu przekształcaniu,



w największym stopniu oczywiście podczas wysokich stanów wody. Osady pozakorytowe w obrębie równiny zalewowej akumulowane są tylko podczas wezbrań.

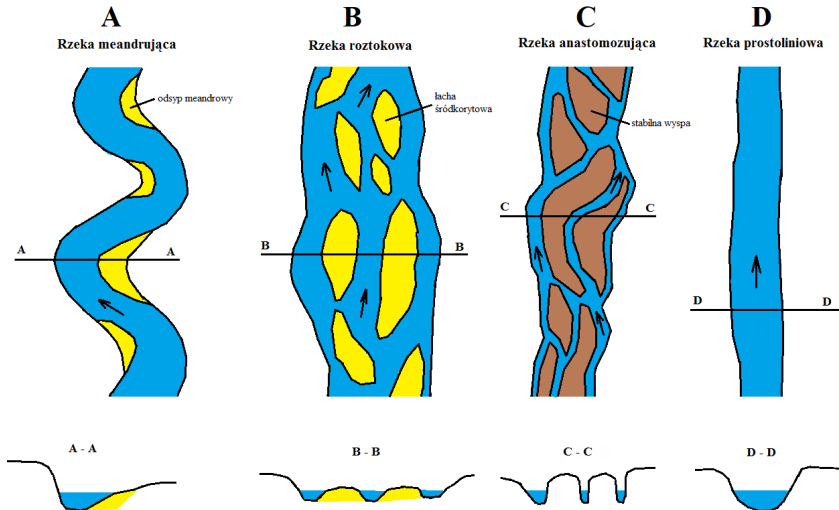
### **Ukształtowanie koryt rzecznych i typy rzek**

W środowisku naturalnym, w zależności od budowy geologicznej, występują trzy typy koryt: skalne, aluwialne i skalno-aluwialne. Koryta skalne wycięte są w zwiężłych skałach podłoża i wyróżniają się dużą trwałością, znacznie większą niż w przypadku koryt aluwialnych. Są one stabilne i w niewielkim stopniu podlegają erozji bocznej. W obszarach górskich występują także koryta skalno-aluwialne. Rzeka płynie w nich po skalnym podłożu, natomiast brzegi są zbudowane z utworów aluwialnych. Koryta tego typu mają zdolność do szybkiej migracji w obrębie dna doliny, ponieważ brzegi są łatwo podcinane, a wychodnie skalne w korycie powstrzymują erozję wgłębną i zwiększenie głębokości. Taki typ naturalnego koryta charakterystyczny jest dla dolin w kotlinach górskich, które były i są atrakcyjne dla osadnictwa, dlatego są silnie przekształcone przez człowieka.

Koryta aluwialne wycięte są w utworach luźnych, uprzednio naniesionych przez rzekę. Ze względu na mały stopień ich zwiężłości (żwir, piasek, mulki) cechują się znacznie większą dynamiką niż koryta skalne – nawet pojedyncze wezbranie może powodować duże zmiany w ich położeniu i wyglądzie. Koryta aluwialne są w stanie równowagi dynamicznej i stale dopasowują swój kształt do średnich wartości przepływu oraz rodzaju materiału niesionego przez wodę. Rzeki, w obszarach różniących się warunkami środowiskowymi, są bardzo różnorodne i z tego względu tak bardzo ważna jest znajomość budowy konkretnej doliny rzecznej i przebiegu procesów fluwialnych w związku z planowaną działalnością gospodarczą.

W zależności od warunków naturalnych, w tym od skali wahań stanów wody, spadku terenu i ilości transportowanego materiału, koryto rzeczne może mieć różny układ (kształt), np.: meandrowy, roztokowy, anastomozujący, prosty (ryc. 6.2).

Dosyć często spotykane są jeszcze rzeki płynące zakolami, czyli rzeki meandrujące (ryc. 6.2A). Ich koryta są wąskie i głębokie, ale w zakolach asymetryczne: brzeg wysoki i wklęsły jest podcinany, a na brzegu wypukłym, niskim zachodzi akumulacja. Dla rzeki meandrującej szczególnie ważna jest erozja boczna, która kształtuje meandry. Tempo erozji w zależności od podcinanego materiału może wynosić od centymetrów do kilku metrów na rok (Kobojek 2009). Rozwój meandrów z czasem może doprowadzić do odcięcia zakola i utworzenia starorzecza. Dla rzek meandrujących w stanie naturalnym charakterystyczny jest także przepływ wód wezbraniowych i akumulacja osadów na równinie zalewowej (ryc. 6.1). Rozwojowi rzek meandrujących sprzyjają niezbyt duże wahania stanów wód w ciągu roku. W obszarach zurbanizowanych w wielu odcinkach rzek układ meandrowy został drastycznie zmieniony – wyprostowany.



Ryc. 6.2. Typy rzek ze względu na układ koryta w planie

Źródło: opracowanie własne.

W kotlinach górskich i na przedpolu gór w warunkach naturalnych rozwijają się rzeki nazywane roztokowymi (ryc. 6.2B). Mają one jedno, szerokie, zwykle płytkie koryto, a w jego obrębie wiele rozdzielających się i ponownie łączących nurtów, między którymi powstają liczne łachy (odsypy) śródkorytowe. Łachy, na ogół wydłużone, zbudowane są z piasków i żwirów transportowanych przez rzekę i wznoszą się nieznacznie ponad średni poziom wody. Podczas wezbrań są one w całości pod wodą. Dla koryt roztokowych ważne są częste i znaczne wahania przepływów oraz stanów wody, a dynamika procesów jest bardzo duża. Okresowo rzeka transportuje bardzo dużą ilość rumowiska, które odkłada w formie łach. Zasięg koryta jest stosunkowo stały, ale nietrwały jest układ łach korytowych. Podczas niskich i średnich przepływów pojedyncze formy przyrastają, a w trakcie wezbrania ich układ może ulec całkowitej zmianie. Zmienia się również położenie głównych nurtów. Cechą rzeki roztokowej jest stałe przystosowanie się jej koryta do przepływów maksymalnych. W stanie naturalnym rzeki te nie mają równiny zalewowej, a przepływ wezbraniowy dokonuje się całą szerokością istniejącego koryta, dlatego strefa sedymentacji pozakorytowej nie jest wyróżniana. Tego typu rzeki zostały bardzo mocno przekształcone w obszarach zurbanizowanych.

Systemy wielokorytowe (anastomozujące) są tworzone przez kilka koryt rozdzielonych trwałymi wyspami, najczęściej porośniętymi, które nie są zalewane podczas wysokich przepływów (ryc. 6.2C). Koryta są trwałe i stabilne, a ich położenie nie ulega zmianie nawet podczas znacznych wezbrań, choć erozja

brzegów odbywa się w ograniczonej skali. Wyspy wznoszą się do kilku metrów ponad średni stan wody, a ich powierzchnia znajduje się na ogół na tym samym poziomie wysokościowym, co równina zalewowa. Rzeki tego typu rozwijały się w odcinkach o niewielkim spadku i znikomym wpływie obciążenia dennego. Były one charakterystyczne dla obszarów równinnych, głównie w klimacie ciepłym i wilgotnym. Zdolność erozyjna i transportowa takich rzek była bardzo mała. Dominował transport zawieszinowy bardzo drobnego materiału. Odcinki dolin z korytami tego typu także zostały bardzo mocno przekształcone i to nie tylko w obszarach zurbanizowanych, ale także rolniczych (Kobojek 2013, 2016).

Rzeki proste (prostoliniowe) w naturze są wyjątkowo rzadkie i szybko przekształcają się w koryta kręte (ryc. 6.2D). Jednak w obszarach zurbanizowanych to one dominują – ich prosty bieg jest wynikiem uregulowania koryta i stosowania różnych rozwiązań hydrotechnicznych przeciwdziałających tendencji do podcinania brzegów.

### **Wezbranie i powódź**

W hydrologii wezbraniem nazywane jest znaczne podniesienie stanu wody w rzece. Gdy odpływ powierzchniowy przekracza pojemność koryt rzecznych, woda rozlewa się na równinę zalewową (ryc. 6.1). Wezbrania, podobnie jak niżówki, są zjawiskiem powszechnym i stanowią normalne stany funkcjonowania rzek (Bajkiewicz-Grabowska i Mikulski 2013). Z kolei powódź definiowana jest jako wezbranie rzeki, przynoszące poważne straty gospodarcze i społeczne (Ciepielowski 1992; Migoń 2010) – zatem powódź to cecha wezbrania. Ponieważ obecnie większość dolin jest użytkowana i zagospodarowana, to najczęściej mówi się o powodzi. Przyczyną tych zjawisk są zwykle intensywne i długotrwałe opady deszczu lub gwałtowne topnienie pokrywy śnieżnej.

Podczas wezbrania wzrasta przepływ i prędkość strumienia wody. Dochodzi zwykle do znacznego przekształcenia koryta. Wzrost przepływu jest tak duży, że woda wylewa się z koryta na równinę zalewową, przy czym zasięg zalewu jest uzależniony od ukształtowania tej powierzchni. Modelowaniu przez wodę ulegają wówczas także fragmenty doliny, które przez większą część roku są suche. Podczas wezbrania występują znaczne różnice w prędkości strumieni wody w korycie i poza nim. W obrębie równiny zalewowej występuje znacznie większe tarcie, dlatego prędkość jest dużo niższa niż w korycie. Po przejściu fali powodziowej przepływ maleje i stan wody opada. Po pewnym czasie ruch wody w obrębie równiny zalewowej ustaje, a pozostają tylko zbiorniki wody stojącej, zlokalizowane w obniżeniach terenu. Z czasem i ta woda zanika dzięki infiltracji i ewaporacji. Cały przepływ ponownie odbywa się tylko w obrębie koryta, aż do następnego wezbrania. Czasem skutki wyjątkowo groźnych wezbrań mają charakter zmian nieodwracalnych, np. zmiana przebiegu koryta rzecznego, odświeżenie starorzeczy, podcięcia erozyjne krawędzi terasy. Z kolei w etapie ustępowania powodzi odślania się obszar równiny zalewowej, której powrót do stanu przed powodzią

określany jest jako czas relaksacji. Zalewy powodziowe stanowią ważny czynnik w procesach agradacji równiny zalewowej. Akumulacja zachodzi tuż przy korycie – powstają wały przykorytowe (zbudowane z drobnoziarnistych piasków) i na równinie zalewowej (piaski bardzo drobne, mułki i ily). Wszystkie te osady nazywane są pozakorytowymi – akumulowanym w czasie wezbrania.

Wezbrania są bardzo cenne dla krajobrazu i funkcjonowania doliny rzecznej. Na terenach rolniczych powodzie wyrządzają niewielkie szkody. Inaczej jest w obszarach zurbanizowanych, gdzie tereny zalewowe zostały zabudowane (domy, zakłady przemysłowe), co doprowadza do konfliktów między zjawiskami przyrodniczymi a oczekiwaniami gospodarczymi człowieka. Energia płynących wód powodziowych często powoduje ogromne szkody w stworzonej przez człowieka infrastrukturze.

Występuje duża różnica w przebiegu powodzi w terenach nizinnych i górskich, co związane jest oczywiście z odmienną budową geologiczną, innym sposobem zasilania i możliwością dostawy materiału mineralnego do koryta. Do charakterystycznych cech powodzi na rzekach górskich należą: duża prędkość strumienia wody i szybkie postępowanie fali wezbraniowej. Skutkuje to zdolnością do transportu gruboziarnistego rumowiska rzecznej i dynamicznymi zmianami rzeźby dna doliny. Zagrożenie powodziowe nie wynika więc tylko z zalania wodą, ale z narażenia na bezpośrednie zniszczenia infrastruktury technicznej i zabudowy (Kasprzak 2010). Na terenach nizinnych fala powodziowa wzrasta powoli, prędkość płynięcia wody w strefie pozakorytovej jest zdecydowanie mniejsza. W razie zagrożenia jest czas na ewakuację mieszkańców.

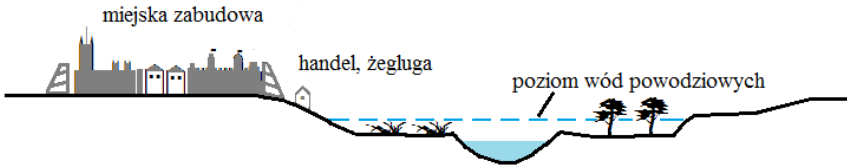
Wezbrania są jednym z przejawów funkcjonowania środowiska przyrodniczego, dlatego ograniczając ich charakter, należy zachować obszary zalewowe i wyłączyć z określonych form zagospodarowania przestrzennego. Zorganizowana działalność człowieka w dolinach rzecznych uwidacznia się m.in. w pracach na rzecz ograniczania czy wręcz wyeliminowania powodzi. Takie formy ingerencji w środowisko dolin doprowadzają do całkowitej zmiany ich struktury. Pojawia się krajobraz antropogeniczny, sztuczny w stosunku do naturalnego, bardzo dynamicznego.

## 6.2. Historia wykorzystania rzeki i doliny w mieście

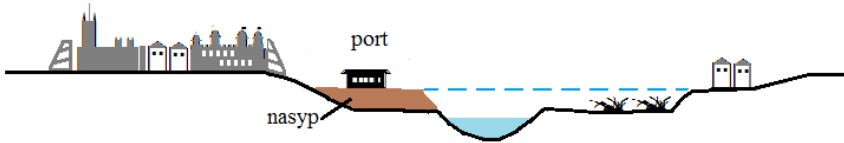
Rzeki i ich doliny podlegały od wieków przekształceniom związanym z kolejnymi przemianami gospodarczymi i kulturowymi (ryc. 6.3). W średniowieczu rzeki dostarczały wody pitnej i pożywienia, wzmacniały system obronny miasta, były wygodnymi szlakami komunikacyjnymi, ułatwiały handel, stanowiły źródło energii. Prawa miejskie przewidywały także ochronę przed powodzią. Lokacyjne przepisy przeciwpowodziowe zawierały dwa ważne zalecenia: lokalizację mieszkalnej części miasta powyżej obszarów zalewowych oraz występowanie w pobliżu

plaskich terenów możliwych do retencji polderowej. Początkowo nabrzeża ograniczały się tylko do pasów na granicy terenów zalewowych o czysto użytkowym charakterze. Stały pomosty do czerpania wody, do prania i do cumowania łodzi, składowano towary splewane rzeką. Zabudowa miejska była odsunięta od brzegu rzeki i nie zajmowała terenów zalewowych. Dodatkowo miasto chronił wysoki pas wałów lub umocnień murowanych.

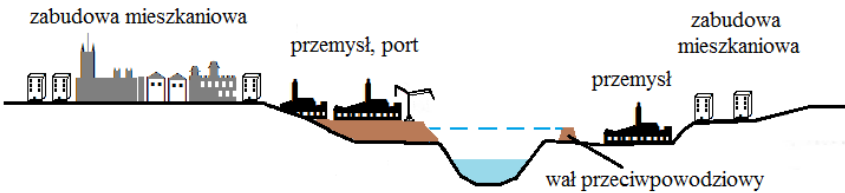
### Średniowiecze



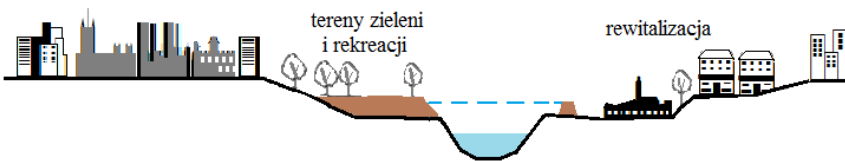
### Okres przedindustrialny



### XIX w. - okres industrializacji



### XX w. - idea zrównoważonego rozwoju



Ryc. 6.3. Zmiany powiązań między miastem i rzeką

Źródło: na podstawie Chaline 1980, zmienione i uzupełnione.

W okresie przedindustrialnym w większym stopniu rozwijały się porty, silnie związane z rzeką. Były to miejsca przeznaczone do czasowego postoju statków, zabezpieczone od bezpośredniego działania fal, przed pochodem kry i falą powodziową. Dla potrzeb portów nadsypywano niektóre fragmenty dawnej rów-



niny zalewowej oraz budowano dodatkowe baseny portowe. Porty wybudowane w okresie przedindustrialnym były rozbudowywane w kolejnych wiekach, szczególnie w XIX w. (Miłkowski i Przybyszewska 2000).

Ważnym dla dalszego przekształcenia rzek oraz terenów nadrzecznych w miastach był wiek XIX. Rozwój przemysłu wodochłonnego (np. papiernie, gorzelnie, a w późniejszych okresach – zakłady energetyczne, chemiczne, włókiennicze czy spożywcze) spowodował zajęcie rozległych nadbrzeży dla jego potrzeb. Zabudowa przemysłowa zajmowała zwykle tereny w dolinie rzecznej, na terasie zalewowej. W tym celu powierzchnię terasy nadsypywano, tak aby zabudowa była powyżej fali powodziowej, regulowano także rzeki. Koryto miało przede wszystkim zapewnić przepływ różnej ilości wody i chronić doliny przed zalewami powodziowymi o dużym prawdopodobieństwie (Nyka 2013). Zakłady przemysłowe powstawały także na drugim brzegu rzeki. Z czasem wybudowano więcej mostów i obok zakładów wznoszono zabudowę mieszkaniową. Miasto rozwijało się przestrzennie na obu brzegach, a sama rzeka i jej dolina stawały się fragmentem przestrzeni miejskiej. W tym czasie zaczęło być ważne zabezpieczenie przeciwpowodziowe. W tym celu często kanalizowano koryta rzeczne i wznoszono wały przeciwpowodziowe. W wielu odcinkach zasypano zagłębienia, plantowano wzniesienia, nadsypywano powierzchnie terasowe. Wszystkie te prace przyczyniały się do zmiany przebiegu procesów fluwialnych i degradacji naturalnego krajobrazu doliny rzecznej.

Infrastruktura portowa z basenami, dźwigami i przyłączeniami torów albo rozległe dzielnice przemysłowe oddzieliły miasto od rzeki. Brzegi stały się niedostępne, obszary nadwodne nieatrakcyjne, a wody zanieczyszczone. W niektórych miastach wzdłuż uregulowanego i wybetonowanego koryta rzecznego zbudowano strefy komunikacyjne, zwłaszcza drogę szybkiego ruchu. Miasta utraciły w pewnym stopniu kontakt z wodą. Ten etap często w obecnej literaturze określany jest jako „odwrócenie się miasta od rzeki”. Małe rzeki w rozbudowujących się miastach były mniejszym wyzwaniem technicznym, dlatego były nie tylko regulowane, ale często chowane w podziemnych kanałach (Kobojek 2015, 2017).

W niektórych miastach już od XIX w. zaczęto planowo wykorzystywać tereny nadrzeczne (Zygmunt-Rubaszek 2010). Kształtowano nadrzeczne bulwary spacerowe, wzbogacając je o różne kompozycje zieleni oraz reprezentacyjne formy architektoniczne. Bulwary to nazwa dawniejszych fortyfikacji w Paryżu, na których pobudowano drogi spacerowe (Giedion 1968). Wielka moda na promenady nadeszła w połowie XIX w.

Silne przekształcenia rzeki i jej doliny w miastach trwały przez cały XIX w. i w pierwszej połowie XX w. W drugiej połowie XX w. nastąpił upadek przemysłu, nad rzekami pozostały zniszczone, zdegradowane obszary poportowe i po-przemysłowe. Dopiero projekty rewitalizacji tych obszarów oraz nowa ideologia zrównoważonego rozwój spowodowały renesans miejskich obszarów nadrzecznych. Tereny nad wodą zmieniły się z zaniedbanych i niedostępnych w atrakcyjne lokalizacje. Mieszkanie, praca i wypoczynek nad wodą mają obecnie dużą wartość.

Nowym wyzwaniem jest przekształcanie terenów nadrzecznych w otwarte przestrzenie publiczne, w tym rekreacyjne, na styku wody i terenów zieleni z pięknymi i rozpoznawalnymi widokami. Czasem nowe parki oraz tereny rekreacyjne wzdłuż rzek powstają na obszarach poprzemysłowych. Parki zajmują miejsca między korytem uregulowanej rzeki i wałami przeciwpowodziowymi. Architekci uważają, że nadwodna lokalizacja terenu zabudowy jest czynnikiem inspirującym, a znaczenie wody zmieniło się z „wroga” w „przyjaciela” (Venhuizen 2000). Jednak zainteresowanie tymi obszarami bardziej wynika z pobudek ekonomicznych, urbanistycznych i społecznych (Tölle 2010) niż przyrodniczych i ekologicznych. Tak duże zainteresowanie inwestycyjne terenami nadrzecznymi ponownie wymusiło zabezpieczenia przeciwpowodziowe. Kilkanaście ostatnich lat XX w. to okres „odzyskania” rzek dla przestrzeni miejskiej. Ogólnoświatowa tendencja zwracania się miast w kierunku rzek, kształtowania tzw. waterfrontów, owocuje szeregiem rozwiązań funkcjonalno-przestrzennych. Przy bulwarach nadrzecznych lokalizowane są obiekty ważne dla miasta, biura prestiżowych firm czy instytucji, stwarzane są atrakcyjne przestrzenie publiczne (Schneider-Skalska 2010; Kobylarczyk 2010). Nabrzeża tworzą strefę pośrednią między zabudową a rzeką. Mogą powiększać przestrzeń otwartą lub sprowadzać budynki w bezpośrednie sąsiedztwo wody. Opublikowano wiele prac dotyczących wielorakich funkcji tych przestrzeni i wielkiego znaczenia estetycznego, a uregulowana rzeka jest sprowadzana do kanału sprawnie odprowadzającego wodę (Tołwiński 1963; Pancewicz 2004; Zygmunt-Rubaszek 2010; Szafranek 2014; Klimek i Śliwa 2014). Tereny nabrzeży w dużych miastach mają po kilka km długości. Pod koniec XX w. i na początku XXI w. wiele miast poddało swoje nabrzeża gruntownym pracom konserwatorskim i rewitalizacyjnym. Dzisiaj te części miasta pełnią rolę ogromnego centrum rekreacji i turystyki, np. w Montrealu.

Pomimo antropogenicznych oddziaływań duże rzeki pozostały dominującym elementem krajobrazu miasta, są osiami kompozycyjnymi, a promenady i parki nadrzeczne miejscami wypoczynku i rekreacji. Nadal podstawą wszelkich działań w nadrzecznej przestrzeni miejskiej są oczyszczanie i regulacja rzeki, połączone z ochroną przeciwpowodziową. Często podkreślana jest duża rola rzeki w przewietrzaniu miasta i łagodzeniu miejskiej wyspy ciepła – funkcja korytarzy ekologicznych. Zbiorniki (naturalne – poldery, sztuczne – zbiorniki retencyjne) przejmujące wodę wezbraniową usytuowane są zwykle powyżej miasta, a czasem część wody odpływa wykopanym nowym kanałem omijającym miasto.

### **6.3. Przekształcenia rzek i zlewni w miastach oraz ich wpływ na procesy fluwialne**

W obrębie rozwijających się miast znalazły się rzeki o różnej wielkości, sposobie zasilania i charakterze koryta, dlatego przekształcenia wprowadzone w wyniku działalności człowieka są także różnorodne, od nieznacznych do ogromnych,

z eliminacją koryta rzecznego z przestrzeni miejskiej włącznie. W obszarach miejskich powierzchnie zlewni są uszczelnione i nieprzepuszczalne oraz zabudowane. Z kolei koryta w centrach miast zostały zwężone i obwałowane. Takie działanie spowodowało przyspieszenie prędkości spływu wody. W jednostce czasu przepływa taka sama ilość wody, ale w korycie szerokim prędkość płynięcia wody była mniejsza, a w korycie wąskim jest większa.

### Skutki uszczelnienia powierzchni zlewni

Rozwój miast powoduje szczególnie drastyczne zmiany w reakcji zlewni na opad. Cechą charakterystyczną miast jest wyodrębnione centrum, o największym zagęszczeniu ludności, w którym na skutek ciasnej zabudowy podłoże jest całkowicie nieprzepuszczalne. Przedmieścia mają luźniejszą zabudowę i więcej terenów zieleni, chociaż i tam jest dużo powierzchni nieprzepuszczalnych, np. centra handlowe, parkingi. Nawalny deszcz spadający na dwie powierzchnie o takiej samej wielkości – naturalną i zurbanizowaną – ma różne konsekwencje. W zlewni naturalnej (zajętej przez lasy, łąki, pola) znaczna część wody opadowej może być retencjonowana, wsiąkając do gruntu (tab. 6.1). Jeżeli woda nie nadąży wsiąkać, gromadzi się na powierzchni terenu (retencja powierzchniowa), wypełnia zagłębienia i tworzy kałuże. Dopiero kiedy wypełnią się lokalne możliwości retencji, woda spływa zgodnie ze spadkiem terenu ku strumieniom i rzekom. W przypadku zlewni zurbanizowanej jest inaczej – tutaj dominują powierzchnie uszczelnione, nieprzepuszczalne, pokryte asfaltem i betonem. Za zlewnię zurbanizowaną uznaje się taką, w której udział powierzchni nieprzepuszczalnych jest większy niż 5%. Powstanie typowego osiedla podmiejskiego sprawia, że 10–30% terenu wcześniej porośniętego np. trawą, drzewami i krzewami staje się nieprzepuszczalne (ulice, domy, chodniki).

Tabela 6.1. Wpływ wzrostu powierzchni nieprzepuszczalnych w zlewni, przy stałych opadach, na zmiany elementów bilansu wodnego

Rodzaj pokrycia terenu	Odływ powierzchniowy (%)	Infiltracja (%)	Ewapotranspiracja (%)
Naturalne pokrycie terenu (roślinność)	10	50	40
10–20% powierzchni nieprzepuszczalnych	20	42	38
35–50% powierzchni nieprzepuszczalnych	30	30	35
75–100% powierzchni nieprzepuszczalnych	55	15	30

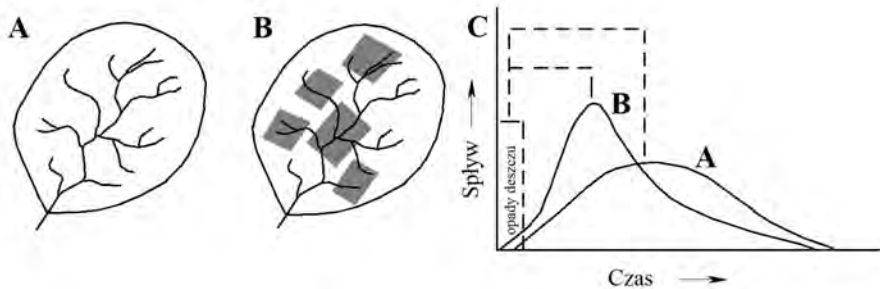
Źródło: na podstawie Garbulewski i in. 2015.

Zabudowa miejska z dużymi centrami handlowymi może sprawić, że nieprzepuszczalne staje się 50–100% powierzchni. W centrach miast powierzchnie nieprzepuszczalne zajmują nawet 80–90%. W takich warunkach przestały istnieć naturalne zdolności retencyjne. Woda szybko spływa po nieprzepuszczalnych powierzchniach do studzienek kanalizacyjnych lub kanałów, a czasem koryt rzecznych – jest to wymuszanie odpływu powierzchniowego. Im większy jest udział powierzchni nieprzepuszczalnych, tym należy się spodziewać większego, nawet trzy–ośmiokrotnego wzrostu odpływu, w porównaniu z warunkami naturalnymi (Dobija 1975; Knapp 1986; Ciupa 2009). Jedynie parki, ogrody, trawniki i wody otwarte umożliwiają infiltrację – przenikanie wody do gruntu.

Zmiany zagospodarowania zlewni towarzyszące procesowi urbanizacji powodują zmiany bilansu wodnego. Jeżeli wysokość opadu nie ulegnie zmianie, to nastąpi wzrost wielkości odpływu powierzchniowego, a zmniejszy się infiltracja. Wszystko to spowoduje wzrost zasilania cieków w mieście wodami pochodzącymi z odpływu powierzchniowego, a zmniejszy zasilanie wodami gruntowymi. Wzrasta także prędkość odpływu wód opadowych do cieków-odbiorników, co jest efektem nie tylko ułatwionego spływu po powierzchniach nieprzepuszczalnych, ale przede wszystkim działania kanalizacji deszczowej. Wraz ze wzrostem udziału terenów zabudowanych w zlewni zmienia się kształt i wielkość fal wezbraniowych – krótszy będzie czas od początku wezbrania do wystąpienia kulminacji, wzrośnie wielkość przepływu kulminacyjnego oraz objętość fali (Knapp 1986; Popek 2013). Szczytowy przepływ w rzece w terenie zurbanizowanym pojawia się wcześniej niż w zlewni naturalnej i osiąga wyższe wartości (ryc. 6.4B). Z badań przeprowadzonych w Monachium wynika, że ok. 75% wód odpływa z terenów wysokiej zabudowy mieszkaniowej, a tylko 25% z terenów luźnej zabudowy jednorodzinnej (Adler i Tanner 2013). Powstanie terenów nieprzepuszczalnych sprawia, że po powierzchni spływa większa masa wody, a tempo spływu jest znacznie szybsze. Może to powodować gwałtowne powodzie w mieście, a jednocześnie zmniejszenie ilości wody zasilającej warstwę wodonośną.

Wezbrania opadowe w małych zlewniach zurbanizowanych ze względu na swoją charakterystykę są bardzo podobne do wezbrań obserwowanych w potokach górskich, gdzie czas reakcji mierzony od początku opadu do momentu kulminacji fali jest bardzo krótki, stany wody wzrastają bardzo szybko i równie szybko opadają. W wielu przypadkach rzek zurbanizowanych konieczne było obwałowanie brzegów koryta, tak aby mogło ono pomieścić zwiększony przepływ kumulacyjny.

Znaczne zmniejszenie infiltracji do gruntu powoduje zmniejszenie zasilania wód podziemnych i w konsekwencji obniżanie ich poziomu. Niektóre miasta próbują wykorzystać spływającą kanalizacją wodę opadową z obszarów nieprzepuszczalnych do zasilania wód podziemnych, np. w Nowym Jorku spływ ten kierowany jest do płytkich basenów retencyjnych na Long Island, z których woda przesącza się do podłoża.



Ryc. 6.4. Wpływ miejskich powierzchni na odpływ w rzece  
 A – zlewnia naturalna z infiltracją, B – zlewnia z dużym udziałem powierzchni nieprzepuszczalnych w wyniku urbanizacji (zaznaczone ciemniejszym kolorem), C – związek między opadem a splywem powierzchniowym dla zlewni zurbanizowanej (B) i naturalnej (A)

Źródło: na podstawie Craig i in. 2003.

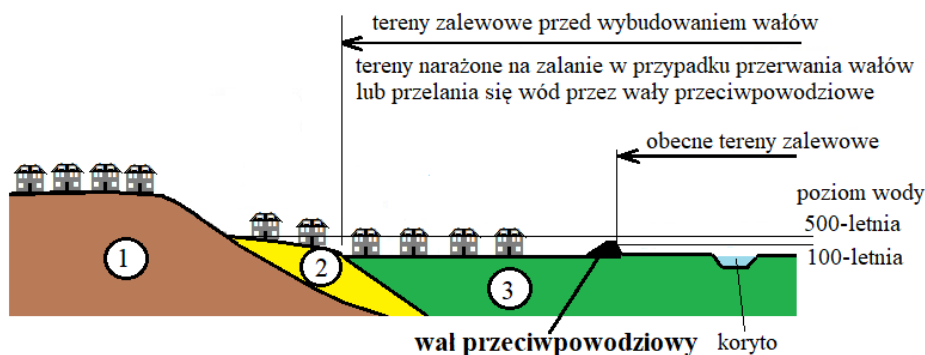
### Ochrona przeciwpowodziowa

Zajmowanie coraz większych obszarów pod zabudowę i infrastrukturę komunikacyjną w dolinach rzecznych spowodowało konieczność podejmowania działań związanych z ochroną przed powodzią. Najpopularniejsze są trzy metody: wały przeciwpowodziowe, kanalizacja rzek i zbiorniki retencyjne.

Powszechnym i najprostszym sposobem ochrony fragmentów doliny rzecznych przed powodzią są wały przeciwpowodziowe (ryc. 6.5). Ich zadaniem jest bierne ograniczenie zasięgu przepływu wody powodziowej w dnie doliny do terenu międzywała. Wały budowane są tam, gdzie teren dolinny jest płaski i rozległy, a przepływy kulminacyjne przewyższają wysokość brzegów koryta. Skuteczność wałów jest ograniczona, ponieważ zawsze istnieje potencjalne ryzyko ich przerwania lub przelania się wody przez koronę przy przepływach wyższych niż te, na które je projektowano lub na skutek zmniejszenia się przepustowości międzywała poprzez nieodpowiednie zagospodarowanie (Więzik 2010).

Obszar międzywała, którym przepływają wody powodziowe, jest węższy niż dawna równina zalewowa, a prędkość płynięcia wody jest większa niż przed wybudowaniem wałów. Utworzone zostało nowe środowisko sedymentacji osadów. W odcinkach obwałowanych z reguły nasila się erozja brzegów, wzrasta również transport i tempo depozycji aluwii o frakcji wyraźnie grubszej niż w odcinkach koryta bez obwałowań. Środowisko jest bardzo dynamiczne i dlatego obszar międzywała musi być użytkowany według specjalnych reguł. Zwykle tereny te wykorzystywane są jako tereny zieleni, które podczas wiosennych powodzi zalewa woda. Czasem fakt ten należy wyjaśniać mieszkańcom miast, którzy potrafią krytykować władze miasta za zbyt duże wiosenne podmokłości w parku.





Ryc. 6.5. Zabudowa terenów dna doliny położonych poza wałami przeciwpowodziowymi 1 – obszary pozostające poza zasięgiem fal powodziowych, 2 – wyższa część dna doliny zalewana tylko podczas sporadycznych ekstremalnie wysokich powodzi, 3 – niższa część dna doliny, zalewana podczas corocznych powodzi przed wybudowaniem wałów przeciwpowodziowych

Źródło: opracowanie własne.

Obwałowania, dające złudne poczucie bezpieczeństwa, stały się przepustką do intensywniejszej zabudowy obszarów zlokalizowanych w strefie potencjalnego zagrożenia powodzią. W przypadku przerwania wałów przeciwpowodziowych największe zagrożenie występuje w miejscu koncentracji energii wód w wyrwie, ponieważ zachodzi tam intensywna erozja (Florek i in. 1987).

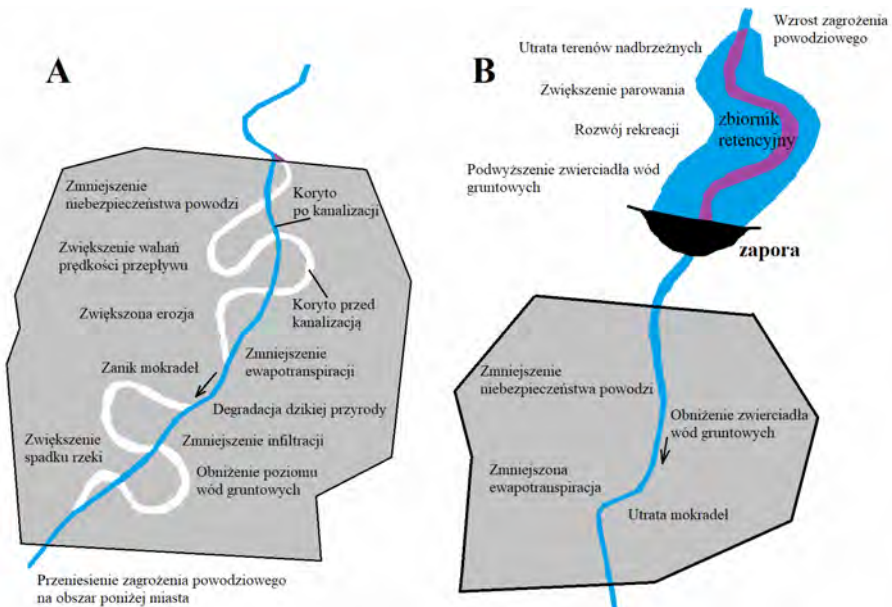
Wiara w skuteczność wałów przeciwpowodziowych i innych elementów inżynierii wodnej spowodowała w niektórych miastach zabudowywanie terenów dawniej zalewowych np. polderów, co w konsekwencji sprzyja dużym stratom powodziowym (np. Opole i Wrocław w 1997 r., Praga w 2003 r.). We Wrocławiu przez długi czas panowało przeświadczenie o sprawności zabezpieczeń przeciwpowodziowych, na które składał się rozbudowy system inżynierii wodnej i sto kilometrów wałów przeciwpowodziowych (Majewicz 2006). Dlatego skupiono się na kompozycji przestrzennej i kształcie architektonicznym osiedli budowanych nad Odrą (Popowic, Polanki, Kozanowa). Wałory krajobrazowe przeważały nad troską o konsekwencje zagrożeń powodziowych wynikających z lokalizacji tych osiedli w dawnym łóżyku rzeki (Molicki 1984; Czerwiński 1998; Majewicz 2006).

### Kanalizacja rzek

Regulację rzek w obszarach zurbanizowanych na większą skalę rozpoczęto pod koniec XVIII i kontynuowano w XIX w. Dominowało techniczne podejście, które polegało na utworzeniu geometrycznych wymiarów przekroju poprzecznego i trasy regulacji oraz wybetonowaniu brzegów koryta. Rzeka miała pełnić

przede wszystkim funkcję sprawnego odbiornika wód, zapewnić przepływ dużej ilości wody i chronić obszary przed zalewami powodziowymi.

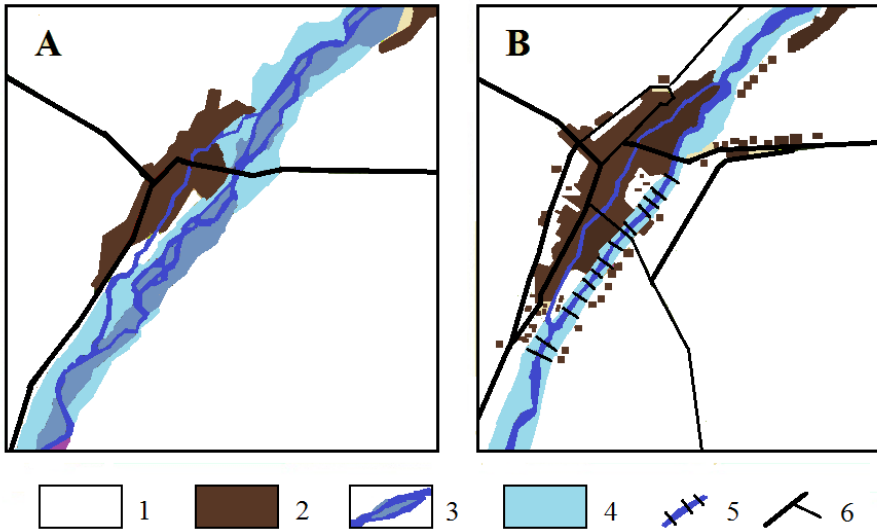
Kanalizowanie polegało generalnie na przekształceniu krętego albo meandrującego koryta w prosty, wąski, krótszy i zwykle głębszy kanał (ryc. 6.6), co umożliwiało szybszy odpływ wody z przestrzeni miejskiej i w ten sposób zmniejszało ryzyko rozlewania się wód wezbraniowych. W niektórych przypadkach szerokość koryta po kanalizacji była 2,5 razy mniejsza (Mosiej i in. 1992; Ciszewski i Dubicki 2008). Prędkość odpływu wód wzrosła, ponieważ prosty i o większym nachyleniu kanał stawia mniejszy opór płynącej wodzie. Wadą kanalizowania koryt jest przyspieszenie tempa erozji dennej oraz przeniesienie zagrożenia powodziowego na obszary położone poniżej odcinka skanalizowanego. Częstym zjawiskiem wtórnym jest obniżenie poziomu wód gruntowych i osuszenie nadrzecznych mokradeł. Skrócenie biegu Wisły poniżej Krakowa spowodowało obniżenie się dna jej koryta aż o 3 m i wysychanie mokradeł zasilanych wodami gruntowymi (Punzet 1981). Jednak ten skutek różnie jest oceniany. Z przyrodniczego punktu jest to ogromna strata dla środowiska dolinnego, ale podnosi wartość gruntów w mieście, które mogą być wykorzystane pod różne formy zainwestowania. Ten ekonomiczny wątek zdaje się przeważać w wielu miastach.



Ryc. 6.6. Sposoby ochrony przeciwpowodziowej w miastach i ich skutki  
 A – pozytywne i negatywne skutki kanalizowania krętego koryta rzeki w miastach;  
 B – pozytywne i negatywne skutki budowy zapory i zbiornika retencyjnego na rzece powyżej miasta

Źródło: opracowanie własne.

W wyniku kanalizacji bardzo mocno ucierpiały koryta rzek roztokowych, charakterystyczne dla naturalnych warunków w kotlinach śródgórskich (ryc. 6.7). Szerokość koryt rzek roztokowych w wyniku regulacji została zmniejszona nawet do 40% (Bojarski i in. 2005). W obrębie terenów zabudowanych koryta zostały skrócone, zwężone, pogłębione i obudowane kamiennymi lub betonowymi opaskami brzegowymi (Wyżga 2003; Latocha 2005). Aby te sztuczne koryta w obrębie miast sprawnie odprowadzały wodę i nie ulegały zasypaniu oraz wypłycaaniu, przekształcono także odcinki rzek powyżej terenów zurbanizowanych. Zwykle budowano na korytach kamienne zapory przeciwrumowiskowe, które zatrzymują część materiału i uniemożliwiają jego transport w obręb miasta. Uregulowane potoki uzyskały na niektórych odcinkach schodowy profil podłużny (ryc. 6.8).



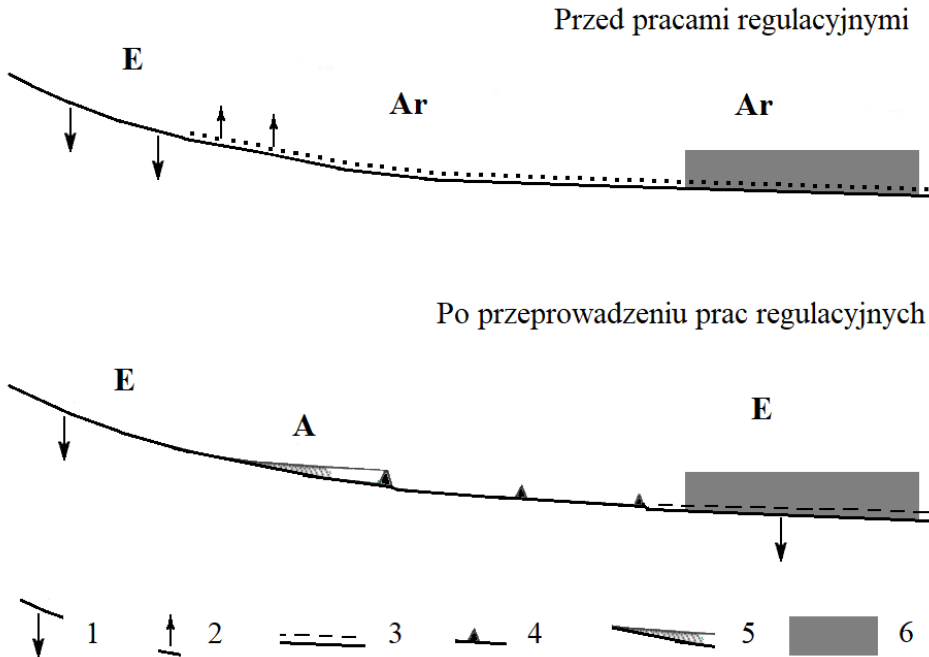
Ryc. 6.7. Zmiany kształtu koryta rzeki roztokowej

A – stan przed regulacją z szerokim korytem wielonurtowym, B – stan po regulacji i utworzeniu wąskiego, pogłębionego i umocnionego koryta; 1 – obszar ponadzalewowy, 2 – zabudowa, 3 – koryto z odsypami, 4 – obszary zalewowe, 5 – mostki i kładki, 6 – główne drogi

Źródło: opracowanie własne.

Zatrzymanie osadów transportowanych przez rzekę w górnym odcinku spowodowało przyspieszenie procesu pogłębiania koryta (erozji) w miastach, dlatego w dnach tych rzek budowane są progi spowalniające przepływ wody. Ingerencja człowieka w odcinkach rzek w kotlinach górskich całkowicie zmieniła charakter koryt i procesów fluwialnych: szerokie wielonurtowe koryta z prze-

wagę akumulacji i agradacji zastąpiono sztucznymi, pojedynczymi, zwężonymi, umocnionymi korytami z dominacją erozji dennej i bocznej we wklęsłych odcinkach. Uregulowane odcinki wymagają ciągłego nadzoru i zabezpieczających prac technicznych po większych wezbraniach.



Ryc. 6.8. Wpływ regulacji koryt na profile podłużne rzeki górskiej i procesy fluwialne  
 E – tendencja do pogłębiania koryta, Ar – tendencja do agradacji rzeki roztokowej,  
 A – agradacja w sztucznym zbiorniku, 1 – profil koryta erozyjnego, 2 – akumulacja  
 w rzece roztokowej, 3 – profil pogłębnionego koryta i równiny zalewowej, 4 – zbiornik  
 zaporowy, 5 – stożek – delta wsypywana do zbiornika, 6 – zabudowa

Źródło: na podstawie Starkel i Łajczak 2008, uzupełnione.

W skanalizowanym odcinku koryta zwykle zwiększa się tempo erozji dennej, dlatego stosowane są różne metody w celu zmniejszenia jej siły. Pośrednią formą zabezpieczenia przed erozją są progi, czyli poprzeczne umocnienia dna, które stanowią lokalną bazę erozyjną dla odcinka położonego powyżej, co osłabia erozję denną (ryc. 6.9).

W celu ograniczenia erozji bocznej umacniane są brzegi koryta, które jednak oddzielają koryto od naturalnego otoczenia, a małe rzeki z wybetonowanymi korytami od zasilania podziemnego. Zmniejsza się także różnorodność biologiczna flory i fauny.



Ryc. 6.9. Przykład progu betonowego w obrębie koryta rzecznego, którego celem jest zmniejszenie tempa erozji dennej na obszarze zurbanizowanym

Fot. E. Koboжек

### Zbiorniki retencyjne

Jedną z metod ochrony przeciwpowodziowej terenów dolinnych w miastach jest wybudowanie powyżej miasta zbiornika retencyjnego. Zbiornik pomaga sterować przepływem wód, zmniejszając kulminację fali w mieście, czyli skutecznie wpływać na zmniejszenie strat przy małych i średnich wezbraniach.

Zbiorniki retencyjne przynoszą wiele korzyści, ale stwarzają także problemy wynikające z braku możliwości pogodzenia wszystkich celów (ryc. 6.6). Stan wody w zbiorniku ma duży wpływ na poziom wód gruntowych. Podczas napełniania zbiornika podnosi się także zwierciadło wody gruntowej w sąsiedztwie. Jest to poważny problem w obszarach nizinnych. Z kolei poniżej zapory wzrasta erozja w korycie rzeczonym. Erozja denna oddziałuje najsilniej na mosty, co przejawia się rozmywaniem dna obok fundamentów. Rezultatem może być utrata sta-



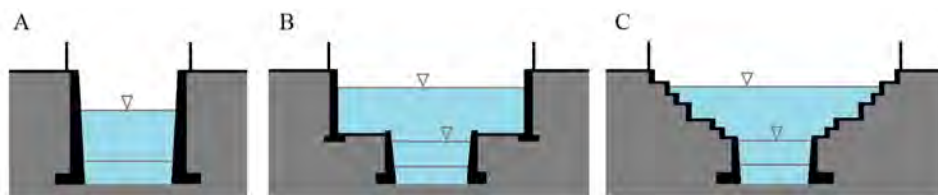
teczności podpór mostowych. Tempo erozji zależy od prędkości odpływu wody i od rodzaju osadów w podłożu. Im większa prędkość wody, tym większa erozja. Jeżeli prędkość jest zbyt duża dla danego rodzaju gruntu, należy dno umocnić lub zmniejszyć prędkość płynięcia wody.

Generalnie regulacja koryt rzecznych powiązana z budową różnych urządzeń i budowli hydrotechnicznych w dolinach doprowadziła do zmiany układu koryt rzecznych. Efektem tych prac była zmiana przebiegu i charakteru korytowych procesów erozyjno-sedymentacyjnych oraz zmiana warunków spływu powierzchniowego i podziemnego w dorzeczeniach oraz warunków odpływu rzeczno-go. W konsekwencji zmienił się naturalny rytm erozji wgłębnej i bocznej, a także procesów akumulacyjnych. Bezpośrednim wpływem prac regulacyjnych oraz budowy wałów przeciwpowodziowych było ograniczenie zasięgu terenów zalewanych podczas powodzi.

#### 6.4. Duże rzeki i ich doliny w miastach

Duża rzeka w obrębie miasta była szansą dla jego rozwoju, ale także stanowiła zagrożenie podczas wezbrania. Prace techniczne sprzyjające wykorzystaniu rzeki, a także umożliwiające ochronę przestrzeni miejskiej przed powodzią, podejmowane były przez kolejne wieki. Współczesny krajobraz nadrzeczny stanowi spuściznę wielowiekowego współżycia miast z rzeką, a ważnym elementem są dziesiątki kilometrów wałów przeciwpowodziowych i budowli inżynierii wodnej. Najsilniej przekształcony jest oczywiście fragment doliny i rzeki w centrum obecnych miast, a im bardziej w kierunku peryferii, tym rzeka ma więcej swobody. W przypadku centralnych części wielu miast nie można mówić już o elementach dolin rzecznych, ponieważ ich dna zostały nadsypane, a nasypy mają miąższość 2–4 m, a nawet więcej (Solski 2016). W przewadze są to nasypy mineralno-gruzowe, w miejscach poprzednio zabudowanych – gruzowe. Dlatego zwraca się uwagę głównie na bulwary nadrzeczne, czyli strefę przejściową pomiędzy rzeką i zabudową, a zarazem integrującą obie formy przestrzeni w całość.

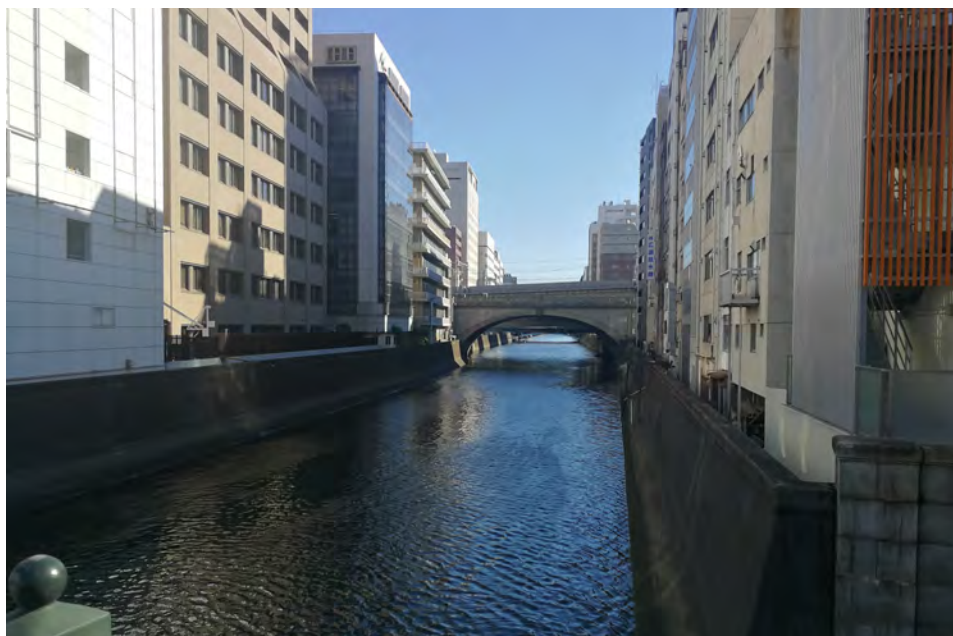
W centrum miast koryta rzeczne są uregulowane i mocno obudowane (wysokie mury oporowe lub betonowy kołnierz) i zwykle otoczone zabudową oraz ciągami komunikacyjnymi. Ukształtowane w wyniku prac inżynierskich koryta są tak zaprojektowane, aby odprowadzały wszystkie wody wezbraniowe – nawet te, które dawniej rozlewały się w obrębie równiny zalewowej. Najważniejsze są oczywiście rodzaje obudowy koryt rzecznych. Zwykle są jedno- i dwupoziomowe lub schodowe (ryc. 6.10). Bulwary jednopoziomowe stosowane są wówczas, gdy występują małe wahania stanu wód w korycie. W przypadku dużych wahań wód bezpieczniejsze są bulwary dwupoziomowe lub schodkowe.



Ryc. 6.10. Główne rodzaje obudowy koryt rzecznych (bulwarów nadrzecznych) w mieście  
A – jednopoziomowy, B – dwupoziomowy, C – schodkowy

Źródło: na podstawie Łyp 2008.

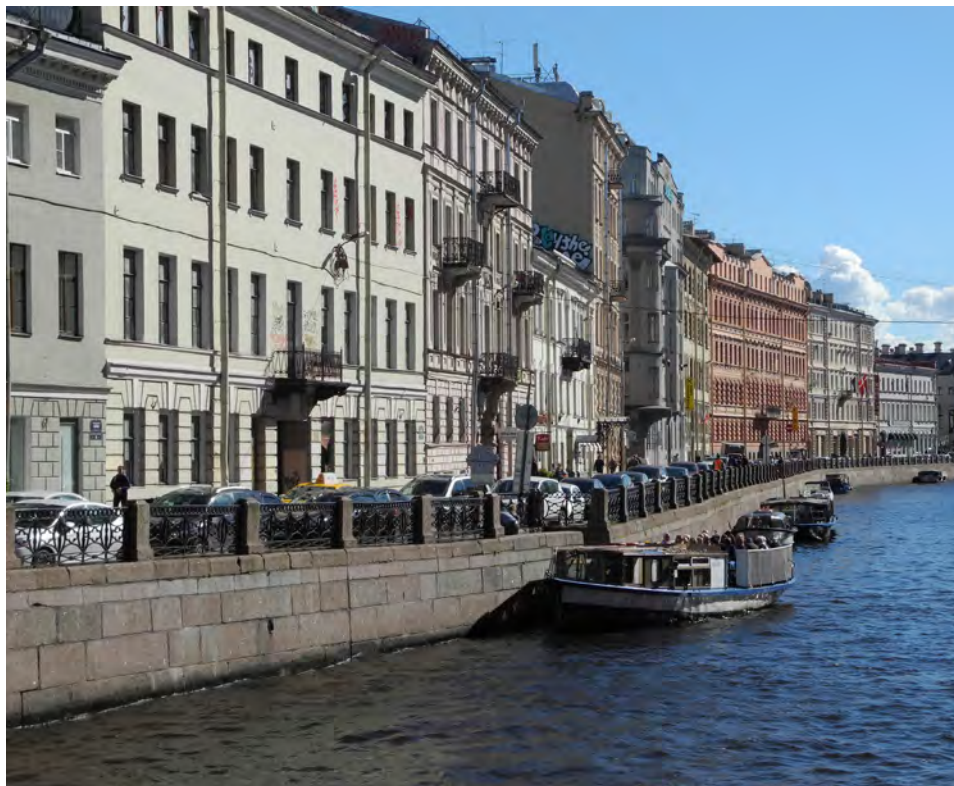
W sąsiedztwie obudowanego koryta występują zwykle dwa sposoby zagospodarowania, co wynika z tradycji, zastanych możliwości oraz potrzeb funkcjonalno-przestrzennych miasta przy konieczności zapewnienia bezpieczeństwa powodziowego. W niektórych przypadkach koryta jednopoziomowe są szczelnie zabudowane. W Londynie, Nowym Jorku, Tokio i wielu innych miastach zabudowa w charakterystyczny sposób „schodzi” do wody. Nawet nowa zabudowa mieszkaniowa lokalizowana jest tuż przy murach oporowych będących jednocześnie brzegiem koryta (ryc. 6.11).



Ryc. 6.11. Przykład zabudowy zlokalizowanej bezpośrednio przy jednopoziomowej obudowie koryta w Tokio

Fot. T. Kobjek.

Bardzo powszechne są dwupoziomowe obudowy koryt rozdzielone od zabudowy ciągiem komunikacyjnym (ryc. 6.12, 6.13, 6.14). W zależności od stanów wahań wody obudowa jest niższa lub wyższa.



Ryc. 6.12. Zabudowa historyczna wzdłuż jednego z kanałów Newy w Petersburgu. Obudowa koryta ma charakter jednopoziomowy. Wodę od zabudowy oddziela wąska ulica i chodnik

Fot. E. Koboжек.

Przykładem dwupoziomowej obudowy koryta jest kołnierz Tybru w Rzymie (ryc. 6.13). Po wielkiej powodzi w 1870 r. podjęto decyzję o zamknięciu rzeki w kamiennym korycie. „Muraglioni”, czyli wielkie wały przeciwpowodziowe, przyniosły oczekiwany skutek – zabezpieczyły Rzym przed niszczącą siłą wód powodziowych Tybru. Obecnie wody wezbraniowe mieszczą się w głębokim korycie. W okresie lata i niskiego stanu wody w obrębie kanału funkcjonuje ulica. Na odcinku miejskim brzegi rzeki są całkowicie obmurowane, kamienne mosty są dziełami architektonicznymi, a na brzegach rzeki wznoszą się pałace i świątynie oddzielone od koryta ulicami.





Ryc. 6.13. Dwupoziomowa obudowa koryta Tybru w Rzymie. Rzeka ujęta jest w kamienny kołnierz, który skutecznie zatrzymuje wody powodziowe i chroni zabytkową część miasta przed powodzią

Fot. E. Kobjek.

Także w centrum Florencji rzeka jest w różny sposób zabezpieczona i obudowana. Przeważa dwupoziomowa obudowa Arno, ale w nieco inny sposób wykorzystany jest poziom zalewany podczas wezbrania. Przy niskich stanach wody, zajęty jest przez tereny zieleni i służy jako miejsce spacerowe (ryc. 6.14). W niektórych odcinkach zabudowa mieszkaniowa dochodzi do samego brzegu rzeki, a odpowiednio zabezpieczone ściany kamienic tworzą jednocześnie brzegi koryta wody powodziowej (ryc. 6.15).



Ryc. 6.14. Przykład dwupoziomowej obudowy rzeki Arno we Florencji. Podczas niskiego i średniego stanu wody wyższy stopień nie jest zalewany, służy jako miejsce spacerowe, a nawet częściowo zajęty jest przez zieleń niską

Fot. E. Kobjek.



Ryc. 6.15. Ściany kamienne odpowiednio wyprofilowane i zabezpieczone tworzą mury dla koryta wysokiej wody, Florencja

Fot. E. Kobjek.



Specyficznym japońskim rozwiązaniem w wielkich miastach jest niezwykle potężne tzw. superobwałowanie o szerokości 300–500 m. Na tym obwałowaniu budowane są drogi, a nawet budynki (ryc. 6.16). Takie zabezpieczenie jest tworzone w wielkich miastach, gdzie nie można doprowadzić do przerwania obwałowania przeciwpowodziowego podczas powodzi (Kundzewicz 2002).



Ryc. 6.16. Superobwałowanie rzeki w Tokio

Fot. T. Kobjek.

Im dalej od centrum, tym w krajobrazie jest więcej elementów doliny rzecznej. Zamiast murów oporowych ograniczających koryto pojawiają się wały przeciwpowodziowe wybudowane już w większej odległości od skanalizowanego koryta (ryc. 6.5). Na koronach wałów przeciwpowodziowych poprowadzono ciągi spacerowe lub komunikacyjne. Okresowo zalewane części doliny w międzywalu zajęte są przez parki miejskie. Zakładanie parków oraz terenów rekreacyjnych wzdłuż rzek ma szerokie uzasadnienie ekologiczne. Czasem parki zakładane są na zdegradowanych terenach nadrzecznych, np. pomagazynowych lub poprzemysłowych.

## 6.5. Mała rzeka w mieście

Małe rzeki w rozwoju wielu miast spełniały ważne funkcje, np. były źródłem wody dla przemysłu albo odbiornikiem ścieków. Szczególnie w XIX w. przemysł włókienniczy korzystał z całego systemu urządzeń mechanicznych (foluszy, biel-

ników, magli, farbiarni) poruszanych energią wodną. Dlatego fabryki zostały wybudowane nad rzekami, czasem specjalnie nadsypano tereny zalewowe dla ich lokalizacji. Małe rzeki nie stanowiły zwykle poważnego problemu z punktu widzenia inżynierskiego, dlatego ich koryta i całe doliny są jeszcze bardziej przekształcone niż w przypadku dużych rzek.

W pierwszej kolejności wykorzystywano spadek rzek i wodę zgromadzoną z zbiornikach retencyjnych do napędu maszyn, a także do celów produkcyjnych. Po wprowadzeniu maszyny parowej rzeka stała się odbiornikiem ścieków. Zdarzały się przypadki w XIX w. takiego lokalizowania fabryki, aby pod jej podłogą było koryta-kanal, co umożliwiało bezpośrednie odprowadzanie do niego ścieków. Często przesuвано koryta rzeczne w zależności od potrzeb budowy fabryki lub usypania hałd w terenach górniczych (Wójcik 2002; Cieśliński 2008; Kobjek 2017). Do rzek odprowadzano nie tylko ścieki z fabryk, ale także nieczystości bytowe i uliczne (Kobjek 2015). Dna dolin zwykle o małej szerokości były nadsypywane i zabudowywane. Prawie 200 lat ingerencji człowieka w środowisko małych rzek spowodowało ich ogromne przekształcenia. W centrach dużych miast większość dawnych rzek została ukryta w podziemnych kanałach (Nowicka 2002; Maroukian i in. 2007; Kobjek 2017). Tak jest także w Łodzi – wszystkie rzeki w obrębie przemysłowej, XIX-wiecznej części miasta (obecne śródmieście), schowano w podziemnych kanałach (ryc. 6.17). Niektóre odcinki koryt zostały zasypane. W pierwszej połowie XX w. rzeki zniknęły z krajobrazu śródmieścia, a w drugiej połowie nawet z ludzkiej pamięci. W wielu miejscach dawne tereny zalewowe zostały zabudowane. Skala przekształcenia małych rzek i ich dolin w miastach jest ogromna. Właściwie to nie są już rzeki, ponieważ nie mają zasilania podziemnego, a jedynie kanały odprowadzające wody opadowe.



Ryc. 6.17. Formy zabudowy dna doliny małej rzeki Jasioń w Łodzi  
 R – rzeka w kanale otwartym, K – rzeka w kanale podziemnym, S – stawy, 1 – tereny z dominującym budownictwem jednorodzinnym, 2 – tereny z dominującą zabudową wielorodzinną, 3 – tereny poprzemysłowe, 4 – miejskie tereny zieleni, 5 – obszary komunikacyjne

Źródło: na podstawie Kobjek 2015.

Skierowanie dawnych rzek do podziemnych kanałów przyczyniło się do powstania nowych, płaskich i nisko położonych powierzchni, które zostały w różny sposób zagospodarowane. Najczęściej wykorzystane są przez infrastrukturę transportową np. wybudowano szerokie ulice, ważne skrzyżowania drogowe, trasy tramwajowe. Dolina została zasypana (warstwą 2–3 m) i zabudowana. W centrach miast dna dolin zostały tak bardzo przekształcone, że nie można już wskazać zasięgu ich elementów. W krajobrazie zachowały się miejscami tylko wyższe stoki dolin.

W centrach miast koryta, które jeszcze pozostały na powierzchni, są obecnie uregulowane, wyprostowane, a ich brzegi są zabezpieczone murami oporowymi lub ażurowymi płytami (ryc. 6.18). Także w obszarach luźniejszej zabudowy koryta są ukształtowane tak, aby przyjęły wszystkie wody wezbraniowe (ryc. 6.19).



Ryc. 6.18. Przykład umocnionego koryta małej rzeki w centrum małego miasta

Fot. E. Koboжек.

Małe rzeki, które znajdują się w granicach miasta, mają bardzo duży stopień przeobrażenia warunków odpływu. Traktowane są jako elementy systemu kanalizacji deszczowej miasta. Zasilane są one spływem powierzchniowym,



wodami z kanalizacji burzowej, a niekiedy także nadmiarem ścieków miejskich. Różnica między najwyższymi przepływami zimowymi a najniższymi jesiennymi jest nawet stukrotnie wyższa, a w przypadku przepływów średnich – dwudziestokrotnie wyższa. Zrodziło to wiele problemów, niebranych wcześniej pod uwagę. Wśród nich należy wymienić konieczność pogłębienia koryt odkrytych oraz podtapianie w czasie wezbrań osiedli mieszkaniowych położonych w dolnym biegu potoku.



Ryc. 6.19. Koryto małej rzeki ukształtowane tak, aby mogło przyjąć wszystkie wody wezbraniowe, przykład Jasienia w Łodzi w strefie zabudowy jednorodzinnej

Fot. E. Koboжек.

Na wiele dziesiątków lat zapomniano o walorach małych rzek w strukturze miasta. Dopiero w drugiej połowie XX w. gospodarowanie przestrzenne zgodne z ideą zrównoważonego rozwoju wymusiło inne spojrzenie. Okazało się, że nawet mały ciek wodny może być cennym elementem przyrodniczym w zurbanizowanym krajobrazie, a obszar nadrzeczny może spełniać wiele funkcji ekologicznych i społeczno-kulturowych. Wraz z poszukiwaniem nowej jakości przestrzeni miejskiej oraz poprawy warunków życia podejmowane są próby rewaloryzacji rzek i obszarów nadrzecznych, w tym terenów zieleni.

## 6.6. Powódź miejska

Zwykła powódź powstaje wskutek wezbrania wody w ciekach i rozlania jej na tereny sąsiednie. W końcu XX w. odnotowano w terenach zurbanizowanych w różnych strefach klimatycznych nowy typ powodzi zwany powodziami miejskimi. Po krótkotrwałych, intensywnych opadach deszczu woda płynie nie tylko w korytach rzecznych, ale przede wszystkim ulicami i zalewa obszary niżej położone. Tereny zalewane są w czasie od kilkunastu minut do kilku godzin, a spływ jest bardzo dynamiczny. W warunkach naturalnych tak gwałtowne lokalne powodzie charakterystyczne są dla obszarów pól suchych z krótkotrwałymi intensywnymi opadami i rejonami górskimi o nieprzepuszczalnym podłożu. Zakryte tereny zurbanizowane są obszarami o dużych, podobnych do występujących w górach, zdolnościach do formowania wezbrań. Dlatego są szczególnie zagrożone powodziami z uwagi na przyspieszony obieg wody (Janowski 1986; Ciupa 2009). Występowaniu powodzi miejskich sprzyjają uregulowana sieć drenażowa, ukrycie mniejszych cieków w podziemnych kanałach oraz obecność rozległych powierzchni utwardzonych i nieprzepuszczalnych (drogi, zabudowania, dachy domów, parkingi), z których odpływ jest bardzo szybki oraz niewydolność systemu kanalizacyjnego.

Głównym problemem związanym z występowaniem nadmiaru wody pochodzącej z nawalnych opadów jest zbyt duży udział uszczelnionych powierzchni w miastach. Skutkiem tego staje się przeciążenie systemu kanalizacyjnego, który nie radzi sobie z odprowadzaniem dużej ilości wody. Dlatego gromadzi się ona w lokalnych obniżeniach terenu, często nawiązujących do przekształconych antropogenicznie den dolinnych. Mała rzeka została schowana w podziemnym kanale, ale pozostało zagłębienie dolinne pokryte nieprzepuszczalną nawierzchnią, po którym spływa woda opadowa, tak jak dawniej spływała do koryta rzecznego, i powoduje podtopienia. Problemy gromadzenia się wód deszczowych dotyczą z reguły ciągle tych samych miejsc w mieście. Stosunkowo nowym zjawiskiem jest tworzenie się chwilowych zastoisk wody na terenach parkingów i dróg w pobliżu wielkopowierzchniowych centrów handlowych. Wody z gwałtownych opadów powodują na kilkadziesiąt minut paraliż komunikacyjny (Kasprzak 2010).

Odprowadzanie ścieków opadowych z obszarów zurbanizowanych odbywa się poprzez systemy kanalizacji deszczowej, które ze względów ekonomicznych mają ograniczoną przepustowość. W przypadku niektórych starszych miast kanalizacja deszczowa była projektowana w XIX w. lub na początku XX w. jeszcze dla innych wartości odpływu. Przypadki występowania powodzi opadowych w zlewniach miejskich, łączonych z niedostateczną przepustowością kanalizacji deszczowej, są wynikiem nie tylko pojawiania się zjawisk ekstremalnych w związku z miejską wyspą ciepła czy globalnym ociepleniem, ale są także efektem przy-



jętych na etapie projektowania założeń technicznych i ekonomicznych. Obecnie projektowanie kanalizacji ściekowej odbywa się na podstawie obowiązującej europejskiej normy obliczania częstotliwości występowania deszczu obliczeniowego oraz kontrolnego dla warunków przepelnienia instalacji (*Dyrektywa 2007/60/WE...*). Przykładowo ciek-odbiornik ścieków opadowych odprowadzanych z terenu miasta powinien mieć maksymalną przepustowość wystarczającą do przeprowadzenia wezbrania wywołanego deszczem zdarzającym się średnio raz na 10 lat. Ryzyko wylania cieku i powodzi w mieście jest więc stosunkowo duże (Poppek 2013). Wzrost ryzyka powodzi na terenach zurbanizowanych dotyczy przede wszystkim zlewni mniejszych rzek, a zwłaszcza zlewni rowów melioracyjnych, które były projektowane w innych celach, ale w wyniku ekspansji zabudowy na tereny podmiejskie zaczęły przejmować funkcję odbiornika ścieków opadowych. Powodzi miejskiej sprzyja także podłączanie nowych osiedli do przeciążonej miejskiej kanalizacji deszczowej.

Problemy związane z powodziami miejskimi dotyczą wielu miast na świecie, ale do szczególnie narażonych należą miasta w strefie śródziemnomorskiej nawiedzane przez gwałtowne, jesienne opady. Dobowe sumy opadów, zwłaszcza w listopadzie i w grudniu, osiągają nawet 40% średniej wartości rocznej i są poważnym problemem dla przestrzeni miejskich (Maroukian i in. 2007).

Ocenia się, że zmiany klimatu w XXI w., w tym wzrost nawalnych opadów, mogą spotęgować zjawisko miejskich powodzi (Benito i Hudson 2014). Dotychczasowe sposoby gospodarowania wodami opadowymi na terenach zurbanizowanych, wykorzystujące klasyczne systemy kanalizacji deszczowej, nie pozwalają na skuteczne przeciwdziałanie negatywnym zjawiskom. W ramach podejścia zrównoważonego próbuje się te problemy rozwiązać za pomocą ochrony istniejących terenów zieleni, kształtowania tzw. zielonej infrastruktury (McMahon 2000; Ahern 2007; Solarek i in. 2016), budowę studzienek chłonnych (Warnaars i in. 1999). Dlatego od wielu lat podejmowane są działania mające na celu zagospodarowanie wód opadowych w obrębie miasta. Proces ten ma trzy zasadnicze etapy: zbieranie i transportowanie; gromadzenie (retencja); rozdysponowanie wody poprzez powtórne wykorzystanie, wsiąkanie i parowanie. Szczególnie ważna jest retencja wody deszczowej. Służą jej otwarte i zamknięte zbiorniki retencyjne, które czasowo zatrzymują wody deszczowe na danym obszarze w celu spowolnienia lub redukcji odpływu oraz poprawy bilansu wodnego zlewni. Otwarte zbiorniki mają z reguły głębokość 0,3–1 m i zróżnicowane nachylenie skarp (zwykle 1:2). Niekiedy są łączone z cysternami podziemnymi oraz systemami recyrkulacji wody (Januchta-Szostak 2011b). Wodę opadową mogą zatrzymywać także tereny biologicznie czynne (parki, ogrody, trawniki), które powinny być dodatkowo przystosowane do przechwytywania spływu wód opadowych również z sąsiednich terenów (profilowanie trawiastych powierzchni i koryt spływu,

tworzenie zagłębień terenu, mokradel i obszarów bioretencji). Szczególnie ważna rola w zabieraniu wód opadowych w mieście przypada małym zbiornikom retencyjnym w mieście lokalizowanym w sąsiedztwie zalewanych ważnych ciągów komunikacyjnych, wśród zabudowy mieszkaniowej itd.

## 6.7. Rewitalizacja rzek w mieście

W XXI w. powszechne są w urbanistyce określenia „rewitalizacja”, „renaturyzacja” i „rewaloryzacja”, które ogólnie oznaczają poprawę jakości terenów lub obszarów uprzednio zniszczonych (Kaczmarek 2001; Wojnarowska 2011). W odniesieniu do rzek w mieście określenia te mają jeszcze inne znaczenie. Renaturyzację rozumie się jako przywrócenie rzece, uprzednio uregulowanej, stanu zbliżonego do naturalnego – istniejącego w naturze przed regulacją (Bańkowska i in. 2010). Tego typu prace nie są wykonywane w obrębie obszarów zurbanizowanych. Zdecydowanie lepszym pojęciem jest rewitalizacja rzeki, czyli przywrócenie rzece jej funkcji ekologicznych (np. poprzez poprawę jakości wody nadmiernie zanieczyszczonej), bez działań technicznych przywracających występujące w naturze charakterystyki koryta rzeki, brzegów czy doliny (Bańkowska i in. 2010; Czocho i in. 2010). Tego typu prace są podejmowane najczęściej w stoku do wód przepływających przez obszary zurbanizowane. W odniesieniu do dolin rzecznych używane jest także określenie „rewaloryzacja”, które oznacza przywrócenie dawnej wartości obszarom zdegradowanym lub dodanie walorów terenom poprzez wzbogacenie i uszlachetnienie formy.

Rewitalizacja rzek i rewaloryzacja dolin rzecznych w miastach jest dużym wyzwaniem współczesnych czasów. Sprzyja temu wzrastająca świadomość konieczności ochrony dziedzictwa przyrodniczego, kulturowego i cywilizacyjnego oraz rosnące wymagania społeczeństwa dotyczące jakości życia w mieście (Biernat 2007). Jest to jednak zadanie bardzo trudne i sprowadzające się głównie do działań w sferze architektoniczno-urbanistycznej. Rewitalizacja rzeki, czyli poprawa jakości wody, jest zadaniem nadrzędnym i poprzedzającym inne działania związane z zagospodarowaniem dolin.

Rewaloryzacja małych rzek w miastach jest bardzo trudna nawet w zlewniach w 20% z gruntami nieprzepuszczalnymi (Trząski 2000). Największym problemem jest oczywiście wydobycie koryta z podziemnego kanału czy przekształcenie głębokiego wybetonowanego koryta, którego celem jest odprowadzenie wód opadowych. Nie tylko koszty związane z rewitalizacją dolin często są zbyt wysokie dla budżetów miast, ale wdrażanie działań rewitalizacyjnych napotyka także szereg trudności, ponieważ aspekty ekologiczne często pozostają w konflikcie z potrzebami ekonomicznymi. Na przykład wydobycie fragmentu rzeki z podziemnego kanału łączy się ze zwężeniem szlaków komunikacyjnych i protestami mieszkańców. Zapewnienie bezpieczeństwa powo-

dziowego w obszarach zurbanizowanych jest nadrzędne, dlatego zakres prac rewitalizacyjnych jest ograniczony. Rewaloryzacja dolin rzecznych zależna jest od charakteru doliny, stopnia przekształcenia, rozległości i roli w strukturze miasta oraz od wielkości rzeki i miasta. Działania rewitalizacyjne uwzględniające aspekty przyrodnicze mogą pozostawać w konflikcie z potrzebami bezpieczeństwa mieszkańców.

Jednym ze sposobów rewaloryzacji jest połączenie funkcji odbiornika wód opadowych i wypełniania funkcji społecznych, głównie rekreacyjnych w okresach bez opadów (ryc. 6.20).



Ryc. 6.20. Mała rzeka w Tokio wykorzystywana jako kanał odpływu wód opadowych oraz miejsce spacerowe przy niskich stanach wody

Fot. T. Koboжек.

W miarę możliwości betonowe obudowy koryt zamieniane są na zabezpieczone, ale obsiane trawą powierzchnie. Przykładem może być przekształcenie jednego z kanałów w Petersburgu (ryc. 6.21). Brzeg od strony zabudowy miejskiej zachował swój kamienny charakter, a brzeg od strony wyspy w całości zagospodarowanej jako park i miejsce wypoczynku otrzymał łagodniejszy profil i bardziej naturalny charakter dzięki obsianiu trawą.





Ryc. 6.21. Przykład rewaloryzacji małego kanału w Petersburgu

Fot. E. Koboжек.

Podjęmowane są także bardziej spektakularne próby wydobywania fragmentu cieków na powierzchnię w przestrzeni miejskiej. Szeroko opisany jest w literaturze przykład odrestaurowania rzeki w Seulu w 2002 r., ukrytej przez lata w betonowym kanale pod szeroką arterią komunikacyjną (w latach 70. XX w.) i pełniącej funkcję kanału ściekowego. Zdemontowano strop kanału i tym samym usunięto z przestrzeni szeroką ulicę. Ukształtowano odkryty kanał, którego dno położone jest średnio 4 m poniżej poziomu otaczających terenów. Jego brzegi są obudowane murami oporowymi, ale przyozdobione zielenią (ryc. 6.22). Do krajobrazu centrum miasta wprowadzono miejsca dla rekreacji i przyrody, a odnowiony kanał wpłynął na poprawę warunków wilgotnościowych powietrza. Na brzegu cieków temperatura w lecie jest o co najmniej 3°C niższa niż wcześniej (Pearce 2007). Głównym celem projektu była poprawa sytuacji społecznej i stanu środowiska poprzez kreowanie nowych siedlisk oraz miejsc rekreacji, rewitalizację obszarów miejskich oraz podniesienie wartości sąsiadujących nieruchomości (Mariarinaldi 2007). Inne miasta, w tym Szanghaj i Los Angeles, postępują podobnie. Są to jednak przypadki niezbyt częste. W zabudowanym centrum miasta nie ma możliwości odsłonięcia całej małej rzeki, która obecnie spełnia rolę kanalizacyjną. Problem jest także zachowanie czystej wody, która stanowi tu element nadrzędny.



Ryc. 6.22. Odrestaurowana rzeka w mieście, przykład z Seulu

Źródło: <https://habitat.com/seoul-recovers-a-lost-stream-transforms-it-into-an-urban-park/> (dostęp: 13.04.2019).

Podczas rewitalizacji w końcu XX w. kompleksu poprzemysłowego w Łodzi, wybudowanego w osi doliny małej rzeki, nie zdecydowano się na odsłonięcie fragmentu ciekę ze względu na trudności zapewnienia odpowiedniej ilości przepływającej czystej wody w ciągu całego roku. Ciek nie miałby zasilania podziemnego, czyli powinien być zasilany czystą wodą powierzchniową. Dlatego symbolicznie nawiązano do rzeki i wybudowano fontannę o wydłużonym kształcie (ryc. 6.23).

Innym przykładem procesu postrzegania roli rzeki w mieście są działania prowadzone na miejskim odcinku Tybru w Rzymie, którego brzegi są całkowicie obmurowane (ryc. 6.13). Rokrocznie w okresie letnim organizowane są kiermasze, kina letnie, imprezy kulturalne na głównych nabrzeżach Tybru, w okolicach mostu Aniołów i wyspy Tyberyńskiej. Prawa strona rzeki i jej szerokie nabrzeże stały się miejscem spacerowym dla wielu turystów (25 km wzdłuż rzeki). Ruszyła też jedna linia transportu miejskiego między mostem Duca d'Aosta (Stadion Flaminio) a wyspą Tyberyńską. Obecnie w Rzymie rzeka jest w pełni włączona do krajobrazu miasta i jest to zdaniem urbanistów duży sukces.





Ryc. 6.23. W zrewitalizowanym kompleksie poprzemysłowym Manufaktura w Łodzi wydłużona fontanna przypomina o dawnej rzece, która umożliwiła rozwój przemysłu włókienniczego w XIX w.

Fot. E. Koboжек.

Powszechnie tworzone są parki nadrzeczne pełniące funkcje przyrodnicze i kulturowe (ryc. 6.24). Lokalizowane na styku obszarów zurbanizowanych z odbiornikami wód opadowych służą ochronie ekosystemów dolin rzecznych poprzez tworzenie strefy buforowej dla zatrzymania i podczyszczania spływów burzowych, a równocześnie dają możliwość atrakcyjnego zagospodarowania rekreacyjnego terenów zalewowych (Januchta-Szostak 2011a).

Najczęstszym działaniem jest rewitalizacja nabrzeży lub obszarów nadrzecznych, a oznacza ona zwykle „mieszkanie i pracę nad wodą”. Rzeka jest tylko tłem, elementem kompozycji. W takim duchu przeprowadzone były projekty restrukturyzacji obszarów śródmiejskich nadrzecznych np. w Bilbao, Manchesterze, Rotterdamie, Lyonie, Hamburgu (Tölle 2010). W obszarach nadbrzeżnych budowano lub rozbudowywano bulwary, tworzone parki i nadawano nowe funkcje dawnym fabrykom zlokalizowanym nad rzekami (np. Ignasiak 2014; Bucher 2014). Szczególne znaczenie ma stworzenie terenów zieleni oraz naturalnie ukształtowanych stref brzegowych, których otwarcie na funkcje publiczne jest podstawowym warunkiem wszystkich projektów typu „waterfront” (Bruttomesso 2001). W tym celu wykorzystuje się siłę oddziaływania wody jako „magicznego elementu”, a nie dynamicznego elementu przyrodniczego.



Ryc. 6.24. Park miejski w dolinie małej rzeki w Łodzi

Fot. E. Kobojek.

Procesy rewitalizacji i rewaloryzacji rzek należą do zadań długookresowych, czasem można je rozpocząć od zaznaczenia na mapach centrum miast przebiegu dawnych rzek, obecnie ukrytych w podziemnych kolektorach. Należy przywrócić wiedzę o rzece i dolinie, informować o skutkach ich zabudowy w miastach. Rewitalizację dolin należy traktować jako współczesny etap ewolucji dolin rzecznych w miastach, polegający na przywróceniu funkcji przyrodniczych i wzmacniania więzi miasta z rzeką. Podejmowane prace powinny zależeć przede wszystkim od wielkości i charakteru doliny, stopnia przekształcenia oraz roli w strukturze miasta. W niektórych przypadkach możliwa jest tylko poprawa czystości wody w rzece. W procesach renaturyzacji dolin w miastach nie może być ważny jedynie aspekt przyrodniczy, ale także urbanistyczny, gospodarczy, społeczny i kulturowy. Działania rewitalizacyjne powinny być poprzedzone dogłębными studiami przyrodniczymi, historycznymi, oceną oddziaływania konkretnych obiektów na krajobraz miasta oraz jego funkcjonowanie. Projektowanie w dolinach rzecznych wymaga większej wiedzy przyrodniczej niż ta, którą zwykle dysponują architekci (Pawłowska 2007).



## 7. RUCHY MASOWE I SPŁUKIWANIE

Stok, czyli nachylona powierzchnia, jest najbardziej rozpowszechnionym elementem rzeźby terenu. Sam nie stanowi odrębnej jednostki genetycznej, ale jest elementem formy o określonej genezie (np. stok grzbietu górskiego, kemu, doliny rzecznej itd.). Powierzchnie te mają różne nachylenia, kształty i rozmiary, a cechy te zależą od warunków litologicznych (rodzaj skały, ułożenia warstw), ruchów tektonicznych, warunków klimatycznych (opady), działalności człowieka. Na każdym stoku w wyniku wietrzenia powstaje zwietrzelina (zbudowana z luźnego materiału), która jest stopniowo przemieszczana w dół. W zależności od przyczyny i sposobu przemieszczania procesy zachodzące na stoku nazywane są ruchami masowymi lub spłukiwaniem.

Powierzchniowe ruchy masowe należą do jednych z bardziej powszechnych procesów geomorfologicznych. Obejmują one różne procesy i zjawiska, których wspólną cechą jest zniszczenie struktury gruntu oraz zwykle szybki ruch nieskonsolidowanej zwietrzeliny lub przypowierzchniowych warstw skalnych w dół stoku. Ta powszechność procesów na powierzchniach nachylonych jest przyczyną problemów także w obszarach zurbanizowanych, szczególnie w ich strefach peryferycznych. Chociaż ruchy masowe pochłonęły w przeszłości mniej ofiar niż trzęsienia ziemi, to jednak były przyczyną ogromnych strat materialnych, niszcząc infrastrukturę drogową, zapory wodne, porty, obiekty rekreacyjne, a nawet dzielnice mieszkaniowe.

Na stokach przemieszczanie zwietrzeliny i osadów przypowierzchniowych zachodzi pod wpływem siły ciężkości (grawitacji) przy współdziałaniu wody, śniegu i lodu. Woda wspomaga ten proces, chociaż nie jest siłą sprawczą. Ruchom masowym sprzyjają różne procesy np. duże opady lub trzęsienia ziemi. Właściwie w niektórych obszarach należą one do drugorzędnych skutków tropikalnych cyklonów lub trzęsień ziemi. Nawet susze przedzielane okresami wilgotnymi sprzyjają niestabilności gruntu na stokach. Najpierw prowadzą do deformacji i ostatecznie do destrukcji.

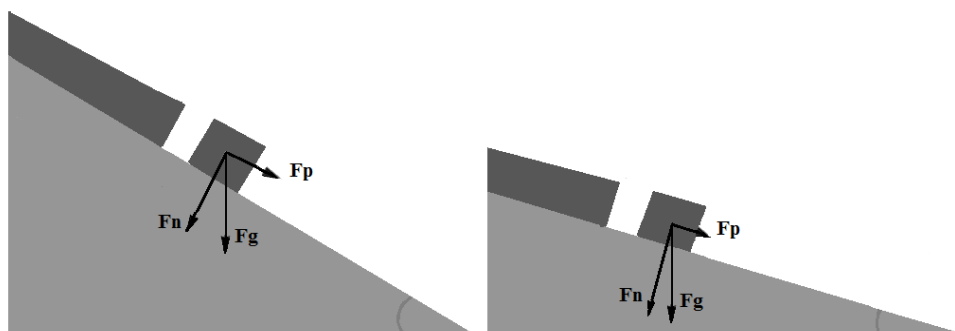
Szczególnie dużą rolę w inicjowaniu procesów stokowych ma także działalność człowieka i dlatego w obszarach zurbanizowanych o urozmaiconej rzeźbie procesy te bywają częste. Nawet na płaskich terenach podczas głębokich prac budowlanych może wystąpić osuwanie gruntu. Są to także częste procesy w kopalniach odkrywkowych. Człowiek może doprowadzić do naruszenia stateczności stoków, podcinając jego podnóże, na przykład podczas prac ziemnych, jak również zmieniając kohezję materiału pokrywającego powierzchnię stokową wskutek przekształcenia stosunków wodnych. Ruchom masowym sprzyja nawodnienie spowodowane

między innymi podpiętrzeniem wód podziemnych lub odprowadzeniem ścieków do gruntu oraz zbyt szybkie odwodnienie. Dlatego w bardzo wielu przypadkach budowane są różne formy zabezpieczeń przed tymi procesami.

Z kolei splukiwanie to erozyjna działalność wód okresowo płynących po stoku, pochodzących z opadów deszczu lub topnienia śniegu. W obrębie zakrytych (zabetonowanych) powierzchni w terenach zurbanizowanych proces ten nie zachodzi, chociaż spływ powierzchniowy jest bardzo duży. Zagroza on natomiast świeżo ukształtowanym nasypom komunikacyjnym i wszelkim wykopom.

### 7.1. Mechanizmy fizyczne ruchów masowych

Na stoku zwietrzelina i przypowierzchniowe warstwy skalne znajdują się pod wpływem siły ciężkości, która jest skierowana pionowo do środka Ziemi. Na powierzchni nachylonej siła ciężkości może być rozłożona na dwie składowe: siła trzymająca, prostopadła do powierzchni oraz siła odrywająca, równoległa do powierzchni stoku (ryc. 7.1). Ich wielkość jest zależna od kąta nachylenia stoku. Siła odrywająca dąży do przemieszczenia materiału skalnego w dół stoku, a zależy także od cech litologicznych i tektonicznych, zwięzłości i porowatości skał. Wraz ze wzrostem stromości stoku wzrasta znaczenie siły odrywającej, dlatego podcinanie podnóża stoku w wyniku różnych prac budowlanych wpływa na ożywienie ruchów masowych. Procesowi temu przeciwdziałają zwięzłość i spoistość skał, jej tarcie wewnętrzne oraz międzywarstwowe.



Ryc. 7.1. Rozkład sił na powierzchni nachylonej  
 $F_g$  – ciężar bloku skalnego,  $F_n$  – siła trzymająca,  $F_p$  – siła odrywająca

Źródło: opracowanie własne.

Tarcie wewnętrzne może zostać zmniejszone poprzez przepojenie materiału wodą i tu pojawia się woda jako smar, a nie podstawowa przyczyna. Duża zwięzłość skał, np. bazaltu, granitu i wapienia, skutecznie przeciwdziała ruchom



masowym. Skąły te mogą tworzyć strome lub urwiste ściany i nawet obciążone, np. przez budynek, utrzymują swój profil. Inaczej jest w przypadku skał luźnych (żwiry, piaski, mułki), gdzie już przy małym kącie nachylenia stoku dominuje siła odrywająca, która przemieszcza osady w dół.

Ważnym elementem mającym wpływ na procesy masowe jest kąt naturalnego spoczynku (zsypu, tarcia), który określa maksymalne nachylenie stoku, przy którym materiał nieskonsolidowany (luźny) nie ulega jeszcze przemieszczeniu pod wpływem siły grawitacji. Wielkość tego kąta jest uzależniona głównie od wielkości i kształtu ziaren w osadzie. Większe i kanciaste fragmenty skalne podlegają przemieszczaniu pod wpływem grawitacji dopiero powyżej  $45^\circ$  nachylenia powierzchni. Obtoczone ziarna piasku mają zdecydowanie mniejszy kąt naturalnego spoczynku, np. dla piasków grubych wynosi on  $30\text{--}38^\circ$ , piasków drobnych  $28\text{--}35^\circ$ , gliniastych  $15\text{--}24^\circ$ , a dla spoistych ilów  $5\text{--}17^\circ$  (Klimaszewski 1989). Skały zwięzłe nie wykazują właściwego sobie kąta naturalnego, czyli nie podlegają ruchowi w przypadku stromych ścian, a nawet mogą tworzyć nisze.

### **Tarcie, kohezja i spoistość**

Ruchom masowym przeciwdziałają tarcie, kohezja i spoistość materiału. Tarcie jest zależne od stopnia szorstkości powierzchni, od kontaktu między zwierzeliną i warstwą podległą. Kohezja jest definiowana jako chemiczne i fizyczne siły między materiałem mineralnym – inaczej jest to spójność międzycząsteczkowa. Wraz ze wzrostem kohezji rosną naprężenia ścinające niezbędne do zainicjowania ruchu w dół stoku.

Kolejnym ważnym elementem jest ciśnienie wód porowych. Każdy materiał zawiera pory, które wypełnione są powietrzem lub wodą. Jeżeli grunt jest nieściśliwy, wzrost poziomu wód gruntowych będzie przyczyną wzrostu ciśnienia wód porowych. Dalszy wzrost ciśnienia wody w porach redukuje opór w gruncie. Ogólnie im więcej wody w porach gruntu, tym bardziej obniża się wartość naprężeń normalnych, co sprzyja inicjowaniu ruchów masowych.

W przebiegu zjawisk ważna jest wytrzymałość. Jego miarą jest maksymalne naprężenie, przy którym nie dochodzi jeszcze do odkształcenia. Wytrzymałość materiałów jest różna, dlatego procesy geomorfologiczne przebiegają w odmiennym tempie w obszarach o innej budowie geologicznej. Wytrzymałość zależy, obok cech materiałów, także od ilości wody i nachylenia stoku. Elementem podlegającym największym i najczęstszym fluktuacjom jest ciśnienie wód porowych, co tłumaczy powszechność ruchów masowych podczas i bezpośrednio po silnych opadach (Migoń 2006). Do głównych mechanizmów uruchamiających ruchy masowe (tzw. mechanizmy lub czynniki spustowe), oprócz opadów deszczu, należą trzęsienia ziemi. Podczas wstrząsów sejsmicznych wzrasta ciśnienie wód porowych, co powoduje powstanie osuwiska (Bryant 2005). Dodatkowo trzęsienia ziemi powodują przebudowę struktury wewnętrznej gruntu i obniżenie współczynnika tarcia wewnętrznego i kohezji.

### **Rola mułków i ilów w inicjowaniu ruchów masowych**

Procesom masowym sprzyja obecność mułków i ilów w gruncie, ponieważ mają one zdolność do pochłaniania wody i pęcznienia. Proces ten jest odwracalny – podczas osuszania kurczą się. Takie przemienne procesy (pochłanianie wody i pęcznienie – osuszanie i kurczenie) powodują spadek stabilności stoku. Dodatkowo mułki bogate w kationy sodu są bardzo podatne na odkształcanie i nazywane są „szybkimi mułami”. Zależności między wilgotnością gruntu i objętością wyznaczają trzy graniczne linie: kurczenia, plastyczności i płynności. Poniżej granicy kurczenia grunt jest suchy i stabilny. Powyżej tej granicy grunt pochłania wodę i staje się plastyczny – deformacje w gruncie są nieodwracalne. Powyżej granicy plastyczności grunt staje się płynny i spływ w dół stoku.

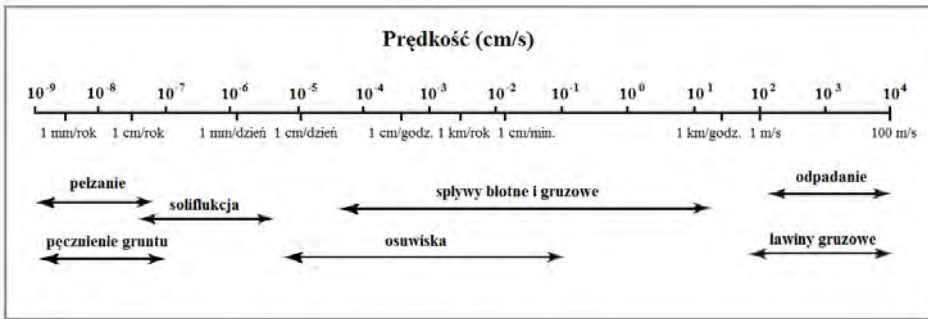
### **Rola człowieka w inicjowaniu ruchów masowych**

Równowaga na stoku może zostać zakłócona nie tylko w wyniku procesów naturalnych, ale także działalności człowieka. Do najczęstszych przyczyn należy podcięcie podnóża stoku (np. w konsekwencji budowy szlaków komunikacyjnych), ukształtowanie zbocza o dużej stromości w wyniku prac budowlanych (np. kopanie fundamentów), odkrywkowej eksploatacji surowców albo tworzenia nasypów drogowych. Do kolejnej grupy przyczyn należy obciążenie stoku przez ciężką, betonową zabudowę (Margielewski 2000; Margielewski 2008; Bajgier-Kowalska 2003; Lazzari i in. 2006).

Do naruszenia stabilności stoku może doprowadzić zmniejszenie kohezji materiału wskutek przekształcenia przez człowieka stosunków wodnych. Ruchom masowym sprzyja nawodnienie spowodowane między innymi spiętrzeniem wód powierzchniowych lub podziemnych, odprowadzenie ścieków do gruntu oraz zbyt szybkie odwodnienie. Do zaburzenia stosunków wodnych na stoku może doprowadzić zmiana pokrycia terenu np. wycięcie drzew.

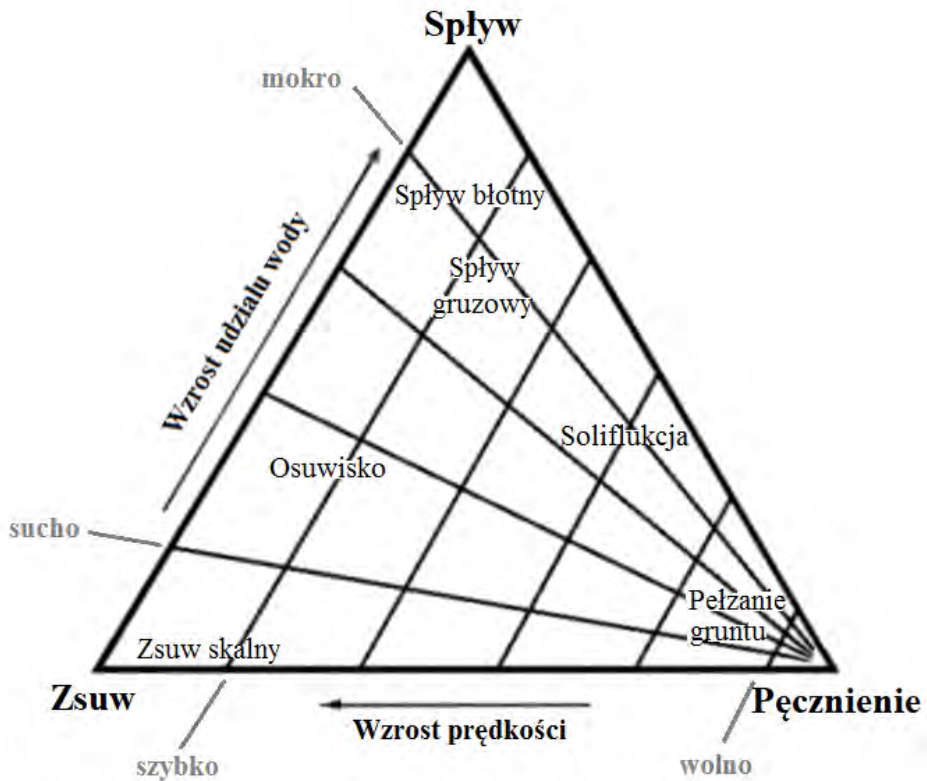
## **7.2. Rodzaje i przebieg ruchów masowych**

Największy wpływ na rodzaje ruchów masowych ma nachylenie stoków, które decyduje o ich tempie, rozmiarze i nasileniu. Inny jest przebieg procesów na stoku, który opada pionową ścianą skalną, a inny na stoku mniej lub bardziej pochylonym, zbudowanym z osadów luźnych. Z profilem stoku silnie powiązana jest budowa geologiczna podłoża. Ważny jest także rodzaj zwietrzliny oraz obecność skał ilastych. Ponieważ bardzo często procesy inicjuje dopływ wody, na przebieg procesów i ich charakter duży wpływ mają silne opady deszczu. Ruchy masowe towarzyszą także zjawiskom katastrofalnym, takim jak trzęsienia ziemi czy wybuchy wulkanów. W związku z powyższym istnieje wiele klasyfikacji i podziałów ruchów masowych. Dla obszarów zabudowanych ważne są zwykle klasyfikacje ze względu na prędkość ruchu (ryc. 7.2) i zawartość wody (ryc. 7.3).



Ryc. 7.2. Klasyfikacja ruchów masowych w zależności od szybkości przebiegu zjawiska

Źródło: na podstawie Finlayson i Statham 1980.



Ryc. 7.3. Klasyfikacja ruchów masowych w zależności od udziału wody i prędkości ruchu

Źródło: na podstawie Carson i Kirkby 1972.

Procesem zachodzącym najwolniej jest pełzanie gruntów. Bardzo różne tempo mają procesy osuwania. Do zjawisk najszybciej zachodzących należą spływy błotne i gruzowe oraz odpadanie i obrywy. Dla stoków stromych, skalistych charakterystyczne są dwa procesy: odpadanie i obrywy, pozostałe procesy zachodzą na stokach o mniejszym nachyleniu, zbudowanych z osadów luźniejszych lub ze zwietrzliny.

Pęcznienie gruntu jest procesem inicjującym ruch cząstek po stoku i przyczynia się do pełzania gleby. Jego przebieg polega na podnoszeniu cząstek na kilka milimetrów do góry podczas np. zamarzania wody w gruncie lub nasiąkania wodą i ich osiadaniu po stopnieniu igiełek lodowych lub wyschnięciu gruntu. Cząstki osiadające na nachylonych powierzchniach nigdy nie wracają w to samo miejsce, lecz są przemieszczane w dół stoku siłą ciężkości. Pęcznienie jest szczególnie intensywne w obszarach zbudowanych z materiału wulkanicznego zawierającego glinokrzemiany, które rozkładają się w montmorylonit oraz z osadów zawierających minerały ilaste. Utwory te mają zdolność do pochłaniania i oddawania wody. Ze względu na bardzo małe tempo, proces ten jest często ignorowany przez inżynierów, ale jego skutki są bardzo kosztowne. Czasem trudno jest połączyć bezpośrednio awarię z tym procesem. Pęcznienie gruntu może być przyczyną nawet 50% szkód związanych z uszkodzeniami autostrad i ulic, podczas gdy domy mieszkalne i budynki komercyjne cierpią tylko w 14% (Hays 1981a). Nadal zabudowywane są grunty podlegające pęcznieniu. W obszarach zabudowanych, gdzie opady deszczu są duże, pęcznienie odbywa się w cyklach pęcznienie i kurczenia, a pękanie wewnętrznych ścian budynków jest bardzo powszechne.

Pełzanie gruntu jest procesem bardzo powolnym i najmniej efektywnym wśród ruchów masowych, jednak praktycznie stale występuje na odsłoniętym stoku zbudowanym z luźnych osadów, dlatego jego skutków nie można lekceważyć. Ogranicza się do stoków o nachyleniu mniejszym niż  $25^\circ$ . Na pełzanie składa się suma drobnych ruchów ziaren mineralnych, wynikających z okresowych zmian objętości przypowierzchniowej warstwy gruntu. Zmiany objętościowe powodowane są przez dwa główne czynniki: przemarzanie i tajanie gruntu oraz zmiany wilgotności (nawilgocenie i wysychanie). Szczególnie ważną rolę odgrywa nasiąkanie wodą, zwłaszcza przy obecności minerałów ilastych (montmorylonit i illit), gdyż obecność wody zmniejsza tarcie międzycząsteczkowe i ułatwia przemieszczanie. Dodatkowymi czynnikami są różnego rodzaju naciski na grunt powodujące jego wypychanie i wyciskanie, np. rycie dżdżownic i wzrost roślin. Tempo ruchu jest nieznaczne i zawiera się w przedziale od 0,1 do kilkunastu mm na rok. Szybsze tempo jest sporadyczne. Grubość warstwy objętej pełzaniem wynosi zwykle do 0,4 m, a prędkość pełzania rośnie wraz z nachyleniem stoku i liczbą cykli zamarzania-tajania w ciągu roku, zależy także od sposobu użytkowania terenu (Jahn 1970). Pełzanie w skali kilku lat nie daje wyraźnych efektów geomorfologicznych, zwykle występują tylko kosa zboczowe lub nabrzmienia



na stromych stokach pokrytych darnią. O jego występowaniu można wnosić pośrednio na podstawie pochylonych w dół stoku słupów, płyt nagrobkowych, murków oporowych i płotów. Powyginane pnie drzew na stokach wykopów drogowych lub nasypów także są dowodem pełzania gruntu (ryc. 7.4). Nawet na stokach o małym nachyleniu pęcznienie i pełzanie powodują uszkodzenia budynków. Gdy procesowi podlega jedynie przypowierzchniowa warstwa gruntu, wystarczającym zabezpieczeniem może być odpowiednia roślinność o głębokim systemie korzeniowym.



Ryc. 7.4. Wygięta dolna część pni drzew na stoku wykopu drogowego w wyniku pełzania gruntu

Fot. E. Kobjek.

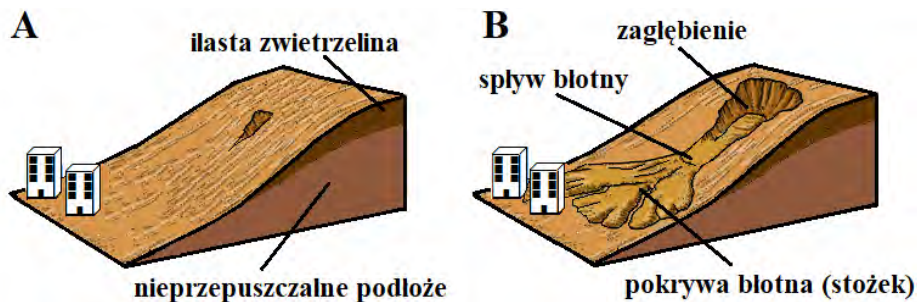
Proces pełzania, w którym duży udział ma woda, nazywany jest soliflukcją. Jest to ruch mas ziemnych w stanie saturacji, zwykle w klimacie zimnym (Allen 2000). Prędkość tego ruchu jest większa niż pełzania.

Bardzo powszechnym procesem na stokach o większym nachyleniu są osuwiska, występujące w warunkach naturalnych w każdej strefie klimatycznej. Rozwijają się także w obszarach zurbanizowanych, np. na nasypach i w wykopach. Są to procesy dobrze zbadane i opisane. Będą one jednak szerzej przedstawione w kolejnym podrozdziale ze względu na swoje ujemne skutki dla działalności człowieka.



Do niebezpiecznych procesów zachodzących dosyć szybko należą sływy. Warunkiem powstania sływów jest duże nachylenie stoku (30–40° do startu i 12–20° do kontynuacji sływu) i silne przepojenie luźnego gruntu lub zwietrzliny wodą. Sływ powoduje odkształcenie ciągłe, nieodwracalne i prowadzi do całkowitej zmiany pierwotnej struktury materiału. Poszczególne ziarna mineralne przemieszczają się indywidualnie, a przestrzenie pomiędzy nimi wypełnione są wodą lub powietrzem. Udział wagowy materiału skalnego w poruszającej się masie wynosi 40–90% (Easterbrook 1993). Sływy zachodzą z dużą prędkością, przynajmniej kilku metrów na sekundę, a pokonywane odległości mogą wynosić nawet kilkanaście km (Migoń 2006). Stanowią one znaczne zagrożenie dla ludzi i obiektów infrastruktury położonych zwykle u podnóża stoku na płaskiej powierzchni (ryc. 7.5).

Wśród uwarunkowań sływów największe znaczenie mają rzeźba terenu i charakter utworów pokrywowych. Czynnikiem spustowym są z reguły bardzo intensywne opady deszczu. W zależności od wielkości przenoszonego materiału sływy dzielone są na gruzowe, gruzowo-błotne i błotne. Podczas sływu gruzowego transportowany jest materiał gruby, często ponadmetrowe bloki, ale w poruszającej się masie znajduje się również materiał drobniejszy, piaszczysto-pyłasty. Sływ błotny przenosi materiał znacznie drobniejszy we frakcji pyłowej i iłowej. Sływy są na ogół inicjowane przez płytkie osuwiska, w trakcie których masa ulega rozerwaniu, a następnie upłynnieniu. Zdarza się, że sływ osiąga łożysko potoku, po czym nadal przemieszcza się wzdłuż niego, czemu towarzyszy wzrost udziału wody w transportowanej masie.



Ryc. 7.5. Sływ błotny

A – sytuacja wyjściowa, B – skutki morfologiczne wystąpienia sływu i zagrożenie dla zabudowy

Źródło: opracowanie własne.

Sływy gruzowe i błotne, które osiągają ogromne prędkości, mogą mieć śmiertelne rozmiary i powodować ogromne straty. Przykładami takich katastrofalnych sływów gruzowych były zdarzenia w Peru w 1962 i 1970 r. u podnóża Huascarán. W 1962 r. sływ lodu ze stoków górskich wymieszany z mułem,

glazami i wodą przekształcił się w spływ błotny o objętości 10 milionów m<sup>3</sup>. Masa spłynęła doliną i zabiła 4 tys. ludzi, głównie w mieście Ranrahirca. Materiał przemieszczał się z prędkością 100 km/godz. Kolejne zdarzenie zainicjowało trzęsienie ziemi w 1970 r. – ponad 50–100 mln m<sup>3</sup> ton błota, lodu i wody spłynęło doliną z ogromną prędkością 260–335 km/godz. Fala błota ponownie zniszczyła Ranrahirca i jeszcze większe miasto Yungay położone 15 km od podnóża góry. Spływ osiągnął brzeg Pacyfiku – cały potok miał 160 km długości. Zginęło 18–20 tys. osób (Bryant 2005; Fort i in. 2014). Miasto odbudowano około 1 km od zniszczonego centrum (obecnie ma 10 tys. mieszkańców), a w miejscu dawnego centrum utworzono narodowy cmentarz ([en.wikipedia.org/wiki/Nungay\\_Peru](http://en.wikipedia.org/wiki/Nungay_Peru)).

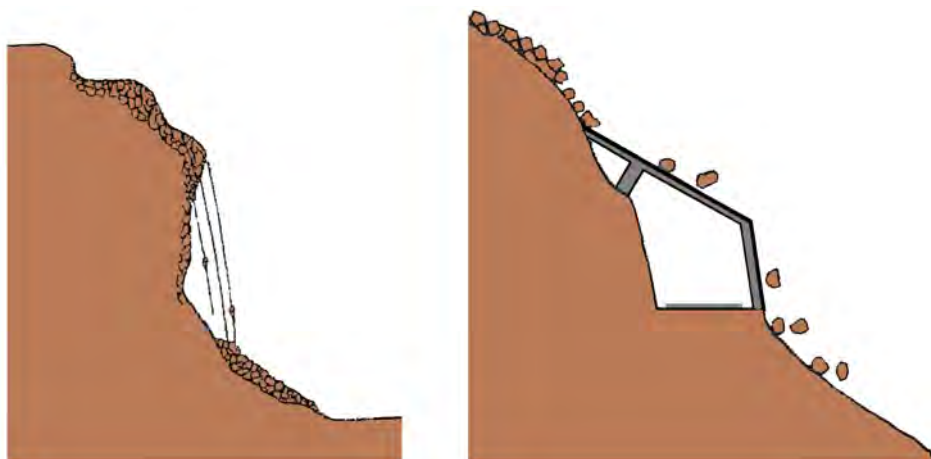
Wielkie nieszczęście miało miejsce także w Caracas w Wenezueli. Miasto powstało na płaskiej powierzchni otoczonej stromym stokiem. Niekontrolowany rozwój przestrzenny spowodował zabudowanie 80% tych stoków, a obfity opad deszczu powyżej 900 mm w ciągu 72 godz. w grudniu 1999 r. uruchomił ogromne spływy błotne i gruzowe, osuwiska, które zabiły ok. 30 tys. ludzi. Prędkość spływu osiągnęła 14,5 m/s (Wieczorek i in. 2001).

Spływy błotne są częste na stokach w obszarach półsuchych. Powstają wówczas, gdy woda z nagłych, obfitych, a jednocześnie rzadkich opadów, miesza się z powierzchniowym, luźnym materiałem zwietrzelinowymi, pozbawionym na ogół pokryw roślinnej. W kotlinach górskich lub u podnóża gór wybudowano wiele miast, które są w niektórych przypadkach narażone na występowanie spływów błotnych podczas silnych opadów. Czasem miasta wręcz rozbudowują się w obrębie stożków ukształtowanych przez dawne spływy. W obszarach górskich są to powierzchnie o małym nachyleniu, podczas gdy w sąsiedztwie występują stoki zdecydowanie bardziej strome. Ważna jest w tym przypadku budowa geologiczna stoków. Zagrożenie stanowią duże ilości osadów ilastych, które przepojone wodą zaczynają spływać. Ogromne masy płynącego materiału mogą pokrywać drogi, osiedla, pola uprawne, lasy i tworzyć wielkie jęzory akumulacyjne. Zabiegi przeciwko spływowi błotnistym polegają głównie na utrwalaniu pokrywy zwietrzelinowej w lejach źródłiskowych, budowaniu przeszkód w rynnach oraz sprawnej sygnalizacji alarmowej.

Kopalniane odpady na hałdach także mogą podlegać spływowi, a przykładem może być tragiczne zdarzenie w Aberfan w Walii w 1966 r. Nawalne opady były przyczyną spływu mas ziemnych wraz z osadami hałd górniczych. Hałda o wysokości 250 m zbudowana była z drobnych, ilastych utworów. Spływ dotarł do szkoły i zabił 116 dzieci – zginęła cała nieletnia populacja w mieście. Podobny spływ miał miejsce w kopalni węgla w Zachodniej Virginii w 1972 r. i spowodował zgon 118 osób (Easterbrook 1993).

Odpadanie i obrywy należą do szybkich zdarzeń niestabilności gruntu, ale rzadko występują w obszarach zurbanizowanych. Zachodzą głównie na stromych ścianach skalnych (zwykle ponad 45°, a czasem powyżej 60–70°) w obrębie skał litych, gdy na skutek wietrzenia działającego wzdłuż warstw, spękań ciosowych lub linii uskokowych zachodzi odspojenie i oderwanie skał o różnej wielkości

oraz stoczenie w dół, a upadek powoduje ich rozkruszenie na drobne odłamki. Występują zwykle w skałach o dużej wytrzymałości, np. magmowych, metamorficznych, osadowych zwięzłych, gdyż te skały mogą tworzyć strome zbocza. Ściany są najczęściej odsłonięte, pozbawione roślinności. Staczające się okruchy skalne akumulowane są u podnóża stoku w postaci usypiska (ryc. 7.6). Powstawanie stożków usypiskowych nie ma charakteru katastroficznego. Jeżeli spadają małe okruchy, to proces nazywany jest odpadaniem, a jeżeli większe fragmenty skalne, to obrywaniem. Same procesy odpadania i obrywania zachodzą bardzo szybko, jednak nim okruch odpadnie, to długo zachodzi proces wietrzenia skały powodujący zmniejszenie jej spoistości. Ogólnie odpadanie jest głównym procesem usunięcia gruzu ze stromego stoku głównie w obszarach peryglacialnych. Większe obrywy często są efektem trzęsień ziemi.



Ryc. 7.6. Odpadanie w warunkach naturalnych (A) i zabezpieczenie fragmentu trasy kolejowej w górach przed odpadającymi okruchami skalnymi (B)

Źródło: opracowanie własne.

Proces odpadania w warunkach naturalnych jest w zasadzie niegroźny. Jednak pojedynczy okruch skalny wielkości myszki komputerowej może już zabić człowieka, jeżeli spadnie z dużą prędkością i uderzy w głowę (Petley 2010). Także w obszarach zabudowanych lub przy ciągach komunikacyjnych w górach spadający okruch np. na jezdnię może spowodować poważny wypadek. Procesy te są szczególnie częste i niebezpieczne w miejscach, gdzie ciągi komunikacyjne podcinają strome, skaliste zbocza, dlatego podejmowane są różne zabiegi ochronne. Do najprostszych należy okrywanie fragmentów stoków siatkami (zwykle stalowymi, rzadziej nylonowymi) lub budowanie murów zatrzymujących toczące się okruchy i bloki skalne (ryc. 7.7).



Ryc. 7.7. Stok zabezpieczony przed odpadaniem – w dolnej części mur oporowy, a w górnej siatki

Fot. E. Kobjek.



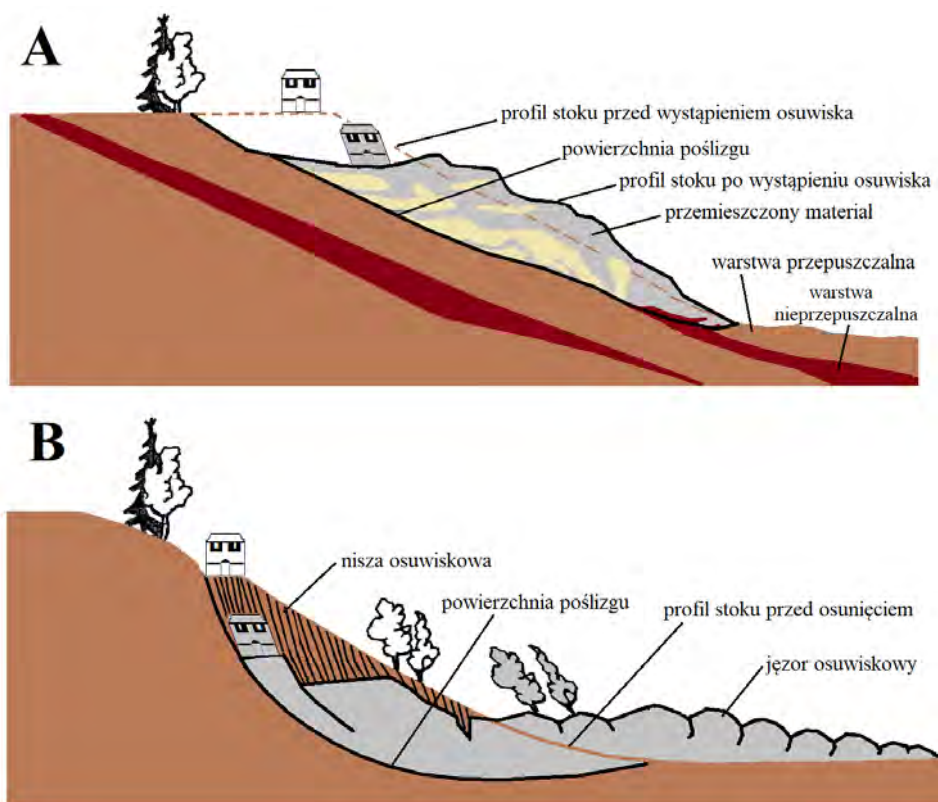
Do innych metod należą: cementowanie, budowa przegród i dachów ochronnych (ryc. 7.6B), a nawet przekopywanie tuneli. Tam, gdzie procesy przyjmują większą skalę, obszary zabezpieczane są murami oporowymi różnych rozmiarów, zakotwiczonymi na głębokość większą niż warstwa gruntu uruchamiana i przemieszczana w dół stoku. Są to najczęstsze zabezpieczenia stosowane wzdłuż szlaków komunikacyjnych.

### 7.3. Osuwiska w obszarach zurbanizowanych i ich skutki

Powszechnym zjawiskiem na niektórych stokach są osuwiska. Są to procesy łatwo zauważalne i prowadzące nieraz do katastrofalnych skutków. Osuwanie jest naturalnym procesem geomorfologicznym, który prowadzi do łagodzenia pochyłości, a występuje we wszystkich strefach klimatycznych, na powierzchniach o większym nachyleniu, nawet na zboczach płytkich wykopów. Dodatkowo jest procesem łatwo inicjowanym przez działalność człowieka. Osuwiskiem nazywany jest proces osunięcia mas skalnych budujących przypowierzchniową część stoku lub warstwy zwietrzelinowej. W konsekwencji powstają nowe elementy rzeźby. W górnej części stoku powstaje nisza osuwiskowa (zagłębienie), a w dolnej rozwija się jezor osuwiskowy, czyli powierzchnia wypukła (ryc. 7.8). Jeżeli taki proces występuje w obszarach zurbanizowanych, to cierpią zarówno zabudowania położone w górnej części stoku, jak i u jego podnóża. Szybkość ruchu, w całej masie podlegającej przesunięciu, jest w przybliżeniu jednakowa, a podłoże pozostaje stabilne. Zasadniczy ruch osuwiska jest najczęściej dosyć szybki i wynosi od kilku do kilkudziesięciu metrów na sekundę (Klimaszewski 1978). Poprzedzony jest on zwykle powolnym ruchem przygotowującym. Prawie zawsze można obserwować powolne odkształcanie zbocza idące od góry lub od dołu stoku. Odkształcenie można zauważyć w gruncie w górnej części stoku, gdy powstają szczeliny wskazujące początek późniejszej powierzchni poślizgu. Na terenach zabudowanych na powolne odkształcenia gruntu wskazuje pęknięcie budynków, przy czym rysy otwierają się w ich dolnych częściach.

Osuwiska klasyfikowane są w zależności od rodzaju powierzchni poślizgu, ponieważ materiał skalny porusza się po wyraźnej płaszczyźnie. Osuwiska translacyjne (ślizgowe, zsuwy) powstają wtedy, gdy płaszczyzna poślizgu pokrywa się z płaszczyzną strukturalną (np. z granicą ławicy, granicą litologiczną, powierzchnią uskoku) lub z powierzchnią oddzielającą skałę litą od pokrywy zwietrzelinowej (ryc. 7.8A). Powierzchnia poślizgu jest nachylona pod nieco mniejszym kątem niż powierzchnia stoku, co pozwala na swobodny ześlizg pakietu skalnego. Ześlizg odbywa się ze znaczną prędkością rzędu metrów na sekundę. Wgłębny zasięg ruchu osuwiskowego jest zróżnicowany. Osunięcia pokrywy zwietrzelinowej obejmują warstwę grubości zaledwie 1–2 m, ale znane są głębokie osuwiska z płaszczyzną poślizgu na głębokości 40–50 m. Tego typu osuwiska są charakterystyczne dla Karpat fliszowych w Polsce.





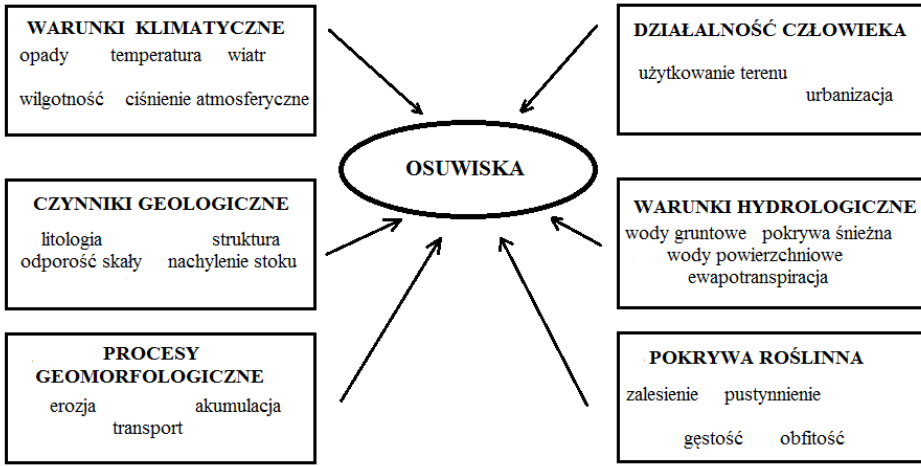
Ryc. 7.8. Typy osuwisk

A – translacyjne (ślizgowe), B – rotacyjne (obrotowe)

Źródło: opracowanie własne.

Osuwiska rotacyjne (obrotowe) powstają wtedy, gdy masy skalne zwietrzelinowe lub ziemne osuwają się wzdłuż jednej lub wielu wklęsłych powierzchni poślizgu (ryc. 7.8B). Przesuwane są całe bloki (pakiety), w obrębie których materiał nie został wymieszany. Obszar oderwania i przesunięcia mas nazywany jest niszą osuwiskową. Jeżeli nisza położona jest wysoko ponad miejscem akumulacji, to materiał osuwający kształtuje rynnę osuwiskową. U wylotu rynny znajduje się jęzor osuwiskowy. Kształt powierzchni poślizgu jest wynikiem działania sił wywołujących ruch (obciążających) i sił oporu skały przeciwstawiających się ścięciu – w osadach jednorodnych, np. w glinach, lessach, ilach. Tworzą się przede wszystkim w jednorodnym ośrodku, pozbawionym wyraźnych powierzchni strukturalnych. Szczególnie predysponowane są grube serie skał ilastych, zwłaszcza słabo skonsolidowanych. Transport odbywa się na niewielką odległość. Tego typu osuwiska występują np. wzdłuż krawędzi doliny dolnej Wisły.

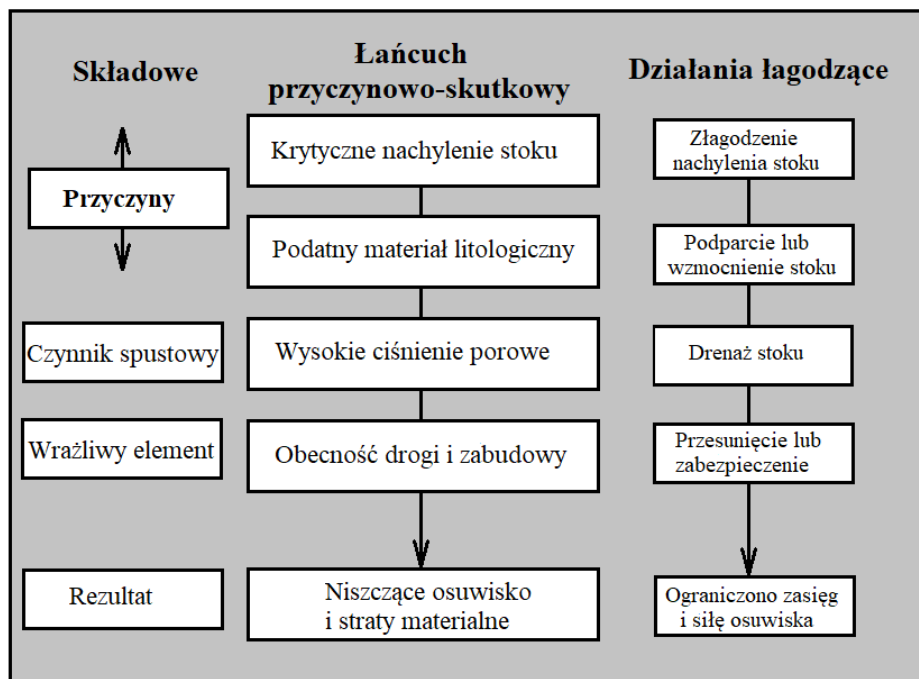
Osuwiska należą do procesów wywołanych naturalnymi przyczynami, ale także bardzo często działalnością człowieka (ryc. 7.9). Zwykle na powstanie osuwiska składa się cały szereg przyczyn, z których jedna zdecydowanie przeważa. O niej mówimy najczęściej jako o przyczynie całego ruchu – czynnik spustowy albo bezpośredni impuls (ryc. 7.10).



Ryc. 7.9. Przyczyny występowania osuwisk

Źródło: opracowanie własne.

Zawsze najważniejsze są uwarunkowania morfologiczne i geologiczne wystąpienia osuwisk (ryc. 7.10, 7.11). Kluczowy jest kąt nachylenia stoku i rodzaj oraz ułożenie materiału. Osuwiska występują na stokach o nachyleniu z reguły większym niż  $15^\circ$ , ale odpowiednia budowa może sprzyjać wystąpieniu osuwiska także przy mniejszych kątach. Na stromych stokach o nachyleniu  $20\text{--}40^\circ$ , pokrytych zwietrzeliną – ruch jest zapoczątkowany zachwianiem równowagi. Drugim ważnym czynnikiem jest materiał budujący stok, np. obecność ilastej zwietrzliny, materiału, który łatwo pochłania wodę. Do sytuacji geologicznych sprzyjających wystąpieniu osuwiska należą: obszary o budowie płytowej, gdzie utwory przepuszczalne spoczywają na słabo przepuszczalnych i plastycznych; sztywne kompleksy skalne leżące na plastycznych ilach lub mułowcach. Osuwiska powstają wzdłuż płaszczyzn prostopadłych do powierzchni struktur. Występują w skałach osadowych, zwietrzelinie i czasem w łupkach metamorficznych. Jeżeli zbocze jest strome, a warstwy skalne nachylone w tym samym kierunku, to zagrożenie jest duże. Zbocze jest bezpieczne, jeżeli warstwy skalne pochylone są w kierunku przeciwnym (ryc. 7.11).



Ryc. 7.10. Schemat ukazujący ciąg przyczynowo-skutkowy rozwoju osuwisk i strat gospodarczych oraz możliwe sposoby zabezpieczenia i ograniczenia strat gospodarczych

Źródło: na podstawie Petley 2010.



Ryc. 7.11. Wpływ ułożenia warstw skalnych na niebezpieczeństwo wystąpienia osuwiska

Źródło: opracowanie własne.

Przy sprzyjającej budowie geologicznej i odpowiednim nachyleniu stoku o wystąpieniu osuwiska w dalszej kolejności decyduje zwykle jedna z trzech przyczyn: intensywne opady deszczu, wstrząsy sejsmiczne i działalność człowieka. W inicjowaniu i przebiegu osuwania ważny jest udział wody, która wpływa bezpośrednio na zachodzące procesy fizyczne. Woda dostająca się do gruntu powoduje wzrost ciśnienia porowego, redukcję oporu i rozpoczęcie ruchu. Przyczynia się do osłabienia struktury i wytrzymałości skały. Przepojenie wodą niektórych skał (głównie luźnych) powoduje znaczne zwiększenie ich ciężaru i zmniejszenie spoistości. Dlatego największe osuwiska rozwijają się głównie po intensywnych opadach deszczu, są wtórnym efektem tajfunów i monsunów. W umiarkowanym i chłodnym środowisku do głównych przyczyn należy podniesienie poziomu wód gruntowych, które jest efektem dłuższych opadów. Drugim naturalnym elementem spustowym są trzęsienia ziemi, które zaburzają równowagę na stoku i inicjują ruch. Zwykle po każdym trzęsieniu ziemi w obszarach o urozmaiconej rzeźbie powstają osuwiska. W wyniku trzęsienia ziemi w 2008 r. w Syczuanie powstało 200 tys. osuwisk. Miasto Beichuan zostało kompletnie zniszczone przez trzęsienie ziemi i dwa osuwiska (*Sichuan earthquake 2008*).

Osuwiska inicjowane w przewadze przez procesy naturalne występują szczególnie często w terenach górskich strefy gorącej, z gęstą pokrywą roślinną, na niemal wszystkich stokach w obszarach aktywnych tektonicznie (np. wybrzeże Adriatyku, w Japonii, zachodnia Ameryka Południowa, w centrum Meksyku). Do obszarów często nawiedzanych przez osuwiska należą te położone w strefach z dużymi opadami, np. z tajfunami, monsunami (wzdłuż południowej krawędzi Himalajów, w Azji Południowo-Wschodniej). W Europie osuwiska występują w południowej Europie i na stokach Karpat Zewnętrznych.

Rozwój przestrzenny obszarów zurbanizowanych oraz różne prace budowlane często powodują zachwianie równowagi na stoku i przyczyniają się do powstania osuwiska, dlatego udział człowieka jest bardzo duży (tab. 7.1). Mogą one powstawać nawet w centrach miast podczas wykopów pod fundamenty bloku lub tras komunikacyjnych.

Jedną z ważniejszych przyczyn rozwoju osuwisk w obszarach zurbanizowanych jest zwiększenie nachylenia stoku w wyniku jego podcięcia/podkopania dla potrzeb poprowadzenia tras komunikacyjnych. W warunkach naturalnych podnóże stoku podcinane bywa głównie przez rzekę, proces ten zachodzi jednak wolno. Inaczej jest w przypadku budowania tras komunikacyjnych czy zabudowy. Wiele osuwisk powstało w wyniku podcięcia zboczy podanych na osuwanie podczas prac budowlanych, co skutkowało przekroczeniem kąta naturalnego spoczynku skał budujących zbocze. Wielokrotnie już opisywano w literaturze naukowej osuwiska będące nieprzewidywalnymi skutkami działalności człowieka. Przykładem zagrożenia wywołanego budową nowej trasy komunikacyjnej były losy kościoła św. Anny w Warszawie wybudowanego w połowie XV w. na wysokiej, lewej skarpie wiślanej. Zbocze doliny Wisły jest szczególnie podatne na osuwiska ze względu na budowę geologiczną.

Tabela 7.1. Zestawienie bezpośrednich przyczyn wywołujących osuwiska

Przyczyny	Zmniejszenie masy biernej*	Zwiększenie masy czynnej**	Zmniejszenie oporu ścinania
Naturalne	Podcięcie stoku przez erozję, abrazję itp.	Nagromadzenie osadu	Zwietrzanie – sufozja
		Nawodnienie przez opady i wody gruntowe	
		Zwiększenie ciężaru	Zmniejszenie wytrzymałości
	Zwiększenie nachylenia stoku		
Wywołane działalnością inżynierską	Podkopanie stoku	Obciążenie budowlą, nasypem itp. Zwiększenie spadku hydraulicznego w kierunku nachylenia	
		Nawodnienie przez kanały, zbiorniki rurociągi	
	Zwiększenie nachylenia stoku		

\* masa bierna to osady budujące dolną część stoku

\*\* masa czynna to osady budujące górną część stoku

Źródło: na podstawie Kowalski 1972.

Skarpa o wysokości 20 m zbudowana jest z gliny morenowej przewarstwionej piaskami wodnolodowcowymi i wkładkami plastycznych ilów, dodatkowo utwory te zalegają na trzeciorzędowych ilach warwowych (Różycki 1972). Spływające w kierunku skarpy obfite wody gruntowe, o często zmieniającym się zwierciadle, stwarzały dodatkowo korzystne warunki dla rozwoju osuwiska. Podczas wykonywania wykopu dla potrzeb trasy W–Z w 1949 r. u podnóża skarpy został zachwiany dotychczasowy stan równowagi i uaktywniło się osuwisko. Skarpa wraz z kościołem zaczęła osuwać się w kierunku świeżo wykonanego wykopu, a na ścianach kościoła pojawiły się szczeliny (spękania miały rozwarcie 5–8 cm). Dzięki szybkiej akcji ratunkowej osuwisko zostało opanowane, a kościół uratowany. Grunty gliniaste i zawierające domieszki gliny wzmocniono metodą elektroosmotyczną, z jednoczesnym pompowaniem wody. Metoda ta polega na przepuszczeniu prądu elektrycznego stałego o napięciu 50–80 V pomiędzy wbitymi w grunt elektrodami dodatnimi, jakie tworzą pręty aluminiowe o długości 4–8 m i elektrodami ujemnymi, które stanowią perforowane rury stalowe o średnicy zewnętrznej 6 cali i długości 6–8 m. Pod wpływem prądu elektrycznego cząstki wody kapilarnej i gruntowej naładowane dodatnio wędrują od strony prętów aluminiowych do rury, skąd zebrana woda jest pompowana i odprowadzana poza teren zagrożony. Niezależnie od zastosowanej elektroosmozy stok wzmocniono w wybranych miejscach za pomocą rur stalowych wypełnionych betonem. Rury te przechodziły przez górne warstwy piasku oraz gliny i były zapuszczone do



głębokości przynajmniej 5 m w stabilną warstwę. Poza tymi zabiegami zagrożoną skarpe podparto ścianami oporowymi, których zarys w planie został ściśle dostosowany do zapewnienia bezpieczeństwa skarpie, ale także określonych funkcji architektonicznych (Borusiewicz 1985). Także w innych miastach Polski i na świecie wzrosła liczba groźnych osuwisk w rezultacie budowy dróg u podnóża lub na szczycie wrażliwego stoku.

Z punktu widzenia zagrożeń osuwiskowych budowa geologiczna wielu obszarów jest mniej korzystna niż jego morfologia, dlatego warunki geologiczne mogą sprzyjać tworzeniu się osuwisk, jeśli człowiek ukształtuje zbocza o dostatecznym nachyleniu i odpowiedniej długości. Osuwiska rozwijają się w wyrobiskach kopalń odkrywkowych i w wykopach związanych z różnymi pracami inżynierskimi. Są zagrożeniem na przykład w odkrywcę węgla brunatnego Bełchatów (Czarnecki i Goździk 2007). Małe osuwiska mogą wystąpić na stokach wykopów podczas głębokich prac budowlanych. Pomimo małego zasięgu przestrzennego mogą być one przyczyną strat materialnych, a nawet śmierci pojedynczych osób. W wyniku działalności człowieka powstają także formy wypukłe ze sztucznie ukształtowanymi stokami, np. w wyniku sypania hałd przemysłowych, zwałowisk czy kopców-pomników. W każdym takim przypadku należy szczególnie dbać o odpowiednie nachylenie stoku, ponieważ podczas opadów mogą osunąć się jego fragmenty. Wielkie opady deszczu w 1997 r. spowodowały poważne uszkodzenia Kopca Kościuszki w Krakowie. Kopiec o wysokości 34 m został usypany z luźnego materiału w latach 1820–1823. Gwałtowne opady deszczu przyczyniły się do erozji stoków i rozwoju osuwisk. Brukowane ścieżki zostały w znacznej mierze całkowicie zniszczone. Cała bryła kopca, poczynając od wierzchołka, zaczęła pękać. Liczne spękania, szczeliny i zapadliska otwierały drogę do oddziaływania wód opadowych, grożąc całkowitą destrukcją (*Kopiec Kościuszki w Krakowie 2010*). Z kolei w 2010 r. intensywne ulewy przyczyniły się do rozwoju dużego osuwiska na kolejnym kopcu w Krakowie – Kopcu Piłsudskiego. Antropogeniczne wzniesienie o wysokości 35 m zostało usypane z różnorodnego, w przewodzie luźnego, materiału w latach 1934–1937. Część materiału nasiąknęła wodą i osunęła się (ryc. 7.12).

Osuwaniu mogą podlegać także stoki hałd zbudowanych w przewodzie z materiału ilastego, szczególnie po nasiąknięciu wodą. Podobnie dzieje się w przypadku hałd zbudowanych z łupków. Przykładem może być osuwisko, które miało miejsce w Sun Huashan (Shenzhen, Chiny) w 2016 r., objęło składowisko odpadów budowlanych, a wystąpiło po bardzo silnych opadach. Zniszczone zostały 33 budynki w strefie przemysłowej, zginęło 12 osób, a 62 uznano za zaginione (*Shenzhen Landslide 2016*).

Kolejnym oddziaływaniem człowieka przyczyniającym się do rozwoju osuwisk jest zabudowa stoków. Bardzo często rozwój przestrzenny miasta powoduje zajmowanie przez zabudowę okolicznych stoków. Same domy obciążają mocno stoki i mogą być przyczyną osuwania gruntu. Zabudowa poprzedzona jest często usuwaniem roślinności, a dodatkowo stoki są podcinane dla potrzeb budowy dróg.



Ryc. 7.12. Osuwisko na Kopcu Piłsudskiego w Krakowie po ulewnych opadach w 2010 r.

Fot. E. Koboжек.

Jeszcze na początku XX w. na stokach wznoszono małe, drewniane domy, które ich zbyt mocno nie obciążały. Obecnie nowe domy są wykonane z ciężkich pustaków, cegły, cementu i różnych materiałów piaskowcowych. Piętrowe budynki o głębokich fundamentach sztucznie obciążają stoki osuwiskowe, a to z kolei wywołuje negatywne konsekwencje. W obszarach o urozmaiconej rzeźbie górskiej osuwiska występowały w dawnych okresach i to one przyczyniły się do powstania spłaszczeń na wysokich stokach, często o schodowym układzie. Duża część tych starych nisz osuwiskowych wykorzystana została pod zabudowę, np. w Beskidach w Polsce (Margielewski 2000). Podczas dużych opadów deszczu woda zatrzymywana jest w koluwiach osuwiskowych, powoduje uplastycznienie warstw poślizgowych i inicjuje osuwiska. Po dużych opadach deszczu odmładzają się liczne osuwiska na stokach z ciężką zabudową. W latach 1996–2010 osuwiska w polskich Karpatach wystąpiły wielokrotnie, czyniąc zagrożenia i straty w strukturze osadniczej i komunikacyjnej (Poprawa i Rączkowski 2003). Duża część starych osuwisk została wówczas odmłodzona, a wpływ działalności człowieka na ten proces był znaczący. W związku z rozwojem gospodarczym i dużymi walorami turystyczno-rekreacyjnymi obszarów górskich na stoki osuwiskowe wkroczyła ciężka infrastruktura budowlano-komunikacyjna, a działalność człowieka uaktywniła osuwiska większych rozmiarów, powodując duże straty (Margielewski 2000, 2008; Bajgier-Kowalska 2003). Problemy takie występują także w innych obszarach górskich Europy.

W wielu regionach w Dolomitach we Włoszech także występują osuwiska. Do jednego z bardziej znanych i naukowo opracowanych należy osuwisko w Tessinie, ważnym regionie turystycznym. Pierwsze poważne ruchy zarejestrowano jesienią w 1960 r. po intensywnych opadach deszczu, reaktywacja stoku nastąpiła w 1992 r. i nadal trwa. Osuwisko ma charakter rotacyjny. Obszar objęty osuwiskiem powiększył się z 300 do 500 tys. m<sup>2</sup> w chwili obecnej. Całkowitą ilość przemieszczanego materiału określa się na 7 mln m<sup>3</sup>. Maksymalne szybkości (70–100 m dziennie) zarejestrowano powyżej miejscowości Lamosano w maju 1992 r. W tym samym czasie szybkość przesuwu ok. 25–30 m na dobę zarejestrowano w pobliżu wioski Funes (Mantovani i in. 2000; Graniczny i Rączkowski 2005). Po reaktywacji osuwiska w 1992 r. zainstalowano bariery ochronne oraz nowe systemy ostrzegania.

Kolejnym regionem ze stokami podatnymi na występowanie osuwisk, a jednocześnie bardzo silnie zabudowywanym, jest wybrzeże Kalifornii zbudowane ze skał osadowych o dużej miąższości. Duża fala osadnicza po II wojnie światowej spowodowała zabudowywanie stromych stoków, ponieważ uznane zostały za bardzo atrakcyjne ze względu na widok na ocean. Szeroko zakrojone prace niwelacyjne prowadzone w latach 60. XX w. w znaczny sposób zmieniły topografię terenu i zwiększyły prawdopodobieństwo powstania osuwisk. Pierwsze ogromne osuwiska wystąpiły w 1978 r. w efekcie ulewnych opadów deszczu na przełomie 1977/1978 r. Przykładem może być osuwisko w Bluebird Canyon (okolice Laguna Beach), które zniszczyło 40 domów i zmusiło do ewakuacji 260 mieszkańców. Jęzor osuwiskowy miał 800 m długości i 10 m szerokości. Osuwisko powstało w wyniku reaktywacji starej powierzchni poślizgu. Bezpośrednią przyczyną były wody opadowe, które dotarły w wyniku wolnego przesączania do położonych 20 m poniżej powierzchni ilów i przyczyniły się do obniżenia wartości tarcia wewnętrznego osadów (Graniczny i Mizerski 2009). Kolejne wielkie osuwisko w Laguna Beach wystąpiło w 2005 r. Zniszczyło 18 domów wartych miliardy dolarów, które osunęły się po zboczu. Przyczyną ponownie były duże opady deszczu – w ciągu miesiąca spadło tyle wody, ile wyniosła dwukrotna średnia roczna – i obciążenie stoku ciężką zabudową. Ulewy w 1982 r. spowodowały ponad 18 tys. osuwisk w regionie zatoki San Francisco, które zabiły 25 osób i spowodowały straty o wartości ponad 100 mln dolarów (Bryant 2005). W styczniu 2005 r. osuwisko zeszło na nadbrzeżną miejscowość La Conchita, na północny zachód od Los Angeles (ryc. 7.13). Było przyczyną śmierci 10 osób i dużych strat materialnych (*Wasting La Conchita 2005*). Tereny nadbrzeżne, pomimo poważnego zagrożenia osuwiskowego, są na tyle atrakcyjne widokowo, że nadal jest duże zainteresowanie kupnem gruntów budowlanych, a nawet zniszczonych przez osuwisko domów.

Czasem zdarza się, że małe miasto lub dzielnica dużego miasta zajmuje teren o mniejszym nachyleniu, ale podlegający bardzo wolno postępującym procesom osuwania. Przykładem takiej lokalizacji jest Ventnor (7 tys. mieszkańców) na

Isle of Wight w południowej Anglii. Osuwisko, a wraz z nim całe miasto, przemieszcza się w tempie kilku milimetrów do centymetrów na rok (Petley 2010). Z badań geologicznych wynika, że nie powinno ono przekształcić się w szybki wielkoskalowy ruch. Innym przykładem miasta na wolno przesuającym się osuwisku jest Taihape w Nowej Zelandii.



Ryc. 7.13. Osuwisko w La Conchita

Źródło: <https://www.usgs.gov/media/images/2005-landslide-conchita-ca> (dostęp: 21.03.2019).

Woda jest najważniejszym impulsem osuwania, dlatego wszelkie zmiany stosunków wodnych wprowadzone przez człowieka mogą przyspieszyć proces. Roślinność na stoku spełnia ważną rolę w osuszaniu gruntów (zużywa bardzo dużo wody), a także w niektórych przypadkach w zatrzymaniu osuwiska, np. drzewa z korzeniami palowymi sięgające stabilnego gruntu. Dlatego wylesienie stoku wpływa na jego większe zawodnienie – często osady na stoku po świeżo wyciętym lesie podlegają osuwaniu nawet po mniejszym opadzie.

Dopływ wody do gruntu, np. z przeciekających rur czy basenów, także sprzyja osuwiskom. W wyniku tego procesu szczególnie często powstają osuwiska



sufozyjne. Dostarczenie wód do gruntu przez uszkodzony rurociąg daje efekt taki sam, jak w warunkach naturalnych duży opad deszczu. W Sandomierzu w 1967 r. powstało duże osuwisko na zboczu doliny Wisły, a bezpośrednią przyczyną była awaria wodociągu. Osuwisko zostało zrehabilitowane, a skarpa wiślana zabezpieczona przez podparcie systemem studni założonych w łupkach kambryjskich. Dodatkowo skarpa została wzmocniona rusztem żelbetowym. Całość została przykryta żwirowo-piaszczystym gruntem. Powierzchnia skarpy została wymodelowana w postaci stopni umocnionych roślinnością i drenażem (Mycielska-Dowgiałło i in. 2001).

Budowa zbiorników retencyjnych często przyczynia się do rozwoju osuwisk w wyniku podniesienia poziomu wód gruntowych w sąsiedztwie (np. Banach i in. 2013). Zbiorniki lokalizowane są zwykle poza obszarem miejskim, dlatego nie zagrażają bezpośrednio zabudowie. Zdarza się jednak, że osuwiska te są pośrednią przyczyną klęski w mieście położonym poniżej zbiornika. W północnych Włoszech trzy lata po wybudowaniu zbiornika Vaiont (1963) rozwinęło się ogromne osuwisko po nawalnym deszczu, które zasypało znaczną część zbiornika. Wyparta ze zbiornika woda utworzyła falę o wysokości 70–90 m, która przelała się w ciągu kilku minut przez tamę, spowodowała ogromną powódź w dolinie poniżej zbiornika i zniszczyła miasto Longarone, gdzie zginęło 3100 osób (Easterbrook 1993).

Przyczynami osuwisk mogą być także drgania dynamiczne (wstrząsy, wibracje) występujące przy drogach w wyniku transportu drogowego, ale także w wyniku detonacji przy budowie tuneli czy w kopalniach. Wywołują one osuwiska nie tylko w obszarach górskich, ale także górniczo-przemysłowych.

Najgroźniejsze w skutkach są osuwiska będące efektem połączenia gwałtownych zjawisk naturalnych – opadów deszczu – i antropopresji, a przykłady można mnożyć z każdej części świata. W Rio de Janeiro w 1966 r., po rekordowo dużych opadach w styczniu i marcu, po stokach górskich gęsto zabudowanych zeszły wielkie osuwiska, które spowodowały śmierć ok. 500 osób, a 4 mln miało problem z transportem i komunikacją. Podobnie zjawisko w tym samym miejscu wystąpiło w 1988 r. Bardzo wiele osuwisk zagraża miastom w Chinach. Tylko w 2010 r. osuwiska spowodowały kilkanaście tysięcy ofiar śmiertelnych, a jedno z nich w sierpniu zniszczyło część miasta Zhouqu, powodując śmierć 1250 osób (*Landslide in Zhouqu in China 2010*). Przyczyną były ogromne opady deszczu i rozwój miasta u podnóża wysokiego, podatnego na osuwanie stoku (ryc. 7.14). Z kolei w 2011 r. było 900 ofiar osuwisk i potoków błotnych w Brazylii po tym, jak objęły one stok z zabudową willową.

Z badań przeprowadzonych w Chinach w prowincji Zhejiang wynika, że w latach 2000–2013 w miastach wystąpiło 5229 osuwisk, w tym 68% były to płytkie osuwiska ziemne, 19% – odpadanie i obrywy, a 13% – spływy gruzowe. Aż 80% osuwisk było bardzo silnie powiązanych z największymi opadami deszczu (*Landslide in Zhouqu in China 2010*).





Ryc. 7.14. Osuwisko w Zhouqu w Chinach wystąpiło podczas intensywnych opadów monsunowych i spowodowało duże straty materialne i społeczne

Źródło: <https://earthobservatory.nasa.gov/images/45329/landslide-in-zhouqu-china> (dostęp: 4.01.2019).

Ocieplenie klimatu i wzrost opadów, a takie są prognozy, mogą być przyczyną wzrostu zagrożenia osuwiskowego w wielu regionach Ziemi (Borgatti i Soldati 2010). Jednak niektóre badania zdają się podkreślać fakt, że zmiana klimatu jest ważna, ale zmiana użytkowania gruntów jest jeszcze ważniejsza w przypadku niestabilności stoków (Glade 2003).

#### 7.4. Monitoring i ochrona obszarów zagrożonych osuwiskami

Rosnąca liczba ludności i rozwój przestrzenny obszarów zurbanizowanych, często połączony z zajmowaniem okolicznych stoków (wcześniej wyłączonych z użytkowania), powodują wzrost zagrożenia osuwiskowego. Zagrożeniem tym ludzie zaczynają interesować się zazwyczaj dopiero wtedy, gdy już wystąpią straty spowodowane osuwiskiem. Zdarza się, że osuwisko powstaje już w czasie budowy lub tuż po wybudowaniu nowego obiektu i zagraża bezpieczeństwu ludzi. Gdy osuwisko pojawia się w czasie robót budowlanych, podejmowane są zwykle pilne prace zabezpieczeniowe. Są to jednak działania doraźne. Najważniejsze jest

rozpoznanie stoków zagrożonych osuwiskami i określenie kierunków ich wykorzystania i zagospodarowania.

Strome i wysokie stoki, szczególnie w obszarach górskich, wymagają dokładnej analizy ułożenia warstw skalnych, ich podatności na nasiąkanie wodą, jak również odporności na dodatkowe obciążenie np. zabudową. Następnym etapem jest przygotowanie map zagrożenia osuwiskowego, które wykonywane są przy zastosowaniu różnorodnych metod:

- geologicznych (analiza terenu na podstawie szczegółowego kartowania geologicznego i wierceń geologicznych);
- geofizycznych (analiza przypowierzchniowych struktur gruntu za pomocą tomografii elektroporowej, profilowanie georadarowe);
- geodezyjnych (pomiar geodezyjne i monitoring przy wykorzystaniu geodezyjnych odbiorników GPS);
- teledetekcyjnych (analiza zdjęć satelitarnych i lotniczych);
- kartograficznych (wykonywanie map sytuacyjno-wysokościowych za pomocą tachimetrów elektronicznych, generowanie numerycznego modelu terenu [NMT] oraz map powierzchni terenu [DSM] za pomocą skanerów laserowych, generowanie ortofotomapy przy wykorzystaniu fotogrametrii lotniczej).

Terenowe badania geomorfologiczne odgrywają niezwykle ważną rolę w rozpoznaniu i analizie zagrożenia oraz zarządzaniu ryzykiem. Ekspertyzy geomorfologiczne pozwoliły uniknąć wielu nieszczęść, były podstawą przenoszenia planowanych inwestycji w inne, bezpieczniejsze miejsca.

Wyniki szczegółowych badań i analizy map terenów zagrożonych powinny być podstawą podejmowania decyzji dotyczących kierunków użytkowania i zagospodarowania stoków narażonych na osuwiska. Unikanie zagrożenia, czyli niezabudowywanie podatnych na osuwanie stoków, jest najlepszym sposobem ochrony. Jeżeli takie rozwiązanie z różnych względów nie jest możliwe, to należy określić charakter dopuszczalnej zabudowy. Na obszarach objętych ruchami osuwiskowymi nie można lokalizować zabudowy stałej i ciężkiej. Niewskazana jest lokalizacja budynków nad krawędziami nisz osuwiskowych, gdyż często w wyniku odmłodzenia krawędzie te cofają się w górę stoku i zagrażają lub niszczą budynki. Osuwiska obecnie aktywne nie nadają się pod żadne budownictwo, a te najbardziej zagrażające sąsiadnim obszarom zurbanizowanym powinny być monitorowane. Osuwiska okresowo aktywne (ostatnie 5 lat bez ruchu, ale był on odnotowany w ostatnich 50 latach) należą do terenów niebezpiecznych i nie powinny być przewidziane pod żadne nowe inwestycje w planach zagospodarowania. Na osuwiskach uznanych za nieaktywne (co najmniej 50 lat bez ruchu) raczej należy zrezygnować z budownictwa ciężkiego, gdyż kolejne nawalne opady mogą spowodować ich odnowienie. Dlatego lokalizacja nowych obiektów nawet na terenach osuwisk nieaktywnych zawsze powinna być poprzedzona szczegółowymi badaniami podłoża.

Jeżeli osuwiska zagrażają zainwestowaniu, podejmowane są próby zabezpieczenia terenu. Walka z osuwiskami nie jest sprawą prostą, dodatkowo zwykle i tak

kończy się niepowodzeniem. Jeżeli osuwiska są wynikiem naturalnych procesów geologicznych i obejmują wielkie masy materiału, przeciwdziałanie jest prawie niemożliwe. Można stosować wtedy jedynie naturalne metody hamowania procesu, jakimi są:

- rozwijanie pokrywy roślinnej jako czynnika pochłaniającego duże ilości wody i wiążącego korzeniami górną powierzchnię stoku;
- ułatwianie odpływu wód opadowych i powierzchniowych dla zmniejszenia ilości wody infiltrującej w głąb gruntu.

Jeżeli nie można ominąć stoków osuwiskowych, podejmowane są różne prace inżynierskie mające na celu zabezpieczenie stoków lub złagodzenie skutków osuwania się. Są one jednak bardzo kosztowne. Prawdopodobnie wzniesione konstrukcje inżynierskie mogą spowolnić, odwrócić kierunek lub powstrzymać spływający materiał. Wybór odpowiedniej metody uzależniony jest od przyczyny osuwiska i typu ruchu, dlatego decyzja o wyborze technicznego środka zabezpieczającego koniecznie powinna być poprzedzona dokładnymi badaniami geomorfologicznymi. Większość metod stabilizacji, szczególnie już istniejących osuwisk, sprowadza się do zwiększenia oporu na powierzchni poślizgu (ryc. 7.15, 7.16, 7.17). Do częściej stosowanych metod należą:

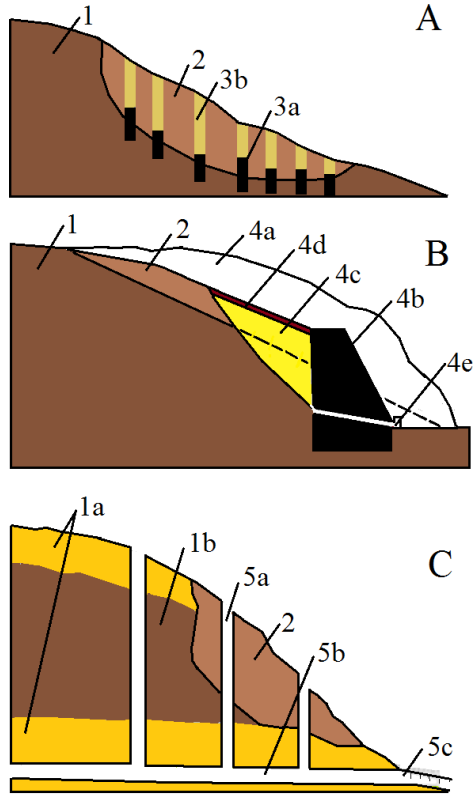
- odwodnienie powierzchni poślizgu i warstw w sąsiedztwie. W celu zachowania stabilności stoków zagrożonych osuwiskami istotna jest regulacja stosunków wodnych, głównie drenaż wód podziemnych oraz regulacja wód powierzchniowych. Drenowanie obszaru jest często jedynym sposobem zapobiegania osuwiskom. Odprowadzanie wody opadowej ogranicza nasiąkanie gruntu czy zwietrzeliń, zmniejsza ich ciężar, jak również zapobiega uplastycznieniu podłoża i tworzeniu się płaszczyn poślizgu. Czasem powierzchnię stoku pokrywa się warstwami izolacyjnymi z betonu i asfaltu. Stosowane są także drenaże poziome w formie rur perforowanych, wprowadzanych u podnóża stoku i skierowanych nieco w górę;

- wzmocnienie skały luźnej w strefie poślizgu poprzez cementację (zastrzyki cementowe – wtłaczanie zaprawy cementowej przez wywiercone otwory, która przenikając w pory skalne, twardnieje i wiąże ze sobą poszczególne części skały), silifikację gruntu (polega na wtłaczaniu do skał tzw. szkła wodnego – krzemianu sodu oraz roztworów chlorku wapnia. Wskutek zachodzącej reakcji chemicznej powstaje żel kwasu krzemowego wzmacniający wytrzymałość gruntu), unieruchomienie zboczy metodą cebertyzacji, która polega na zeskaleniu gruntu dzięki wykorzystaniu zjawisk elektrokinetycznych;

- wykonywanie konstrukcji zamocowanych poniżej powierzchni poślizgu i przeciwstawiających się przesunięciu. Budowane są mury oporowe, które sprawdzają się na krótkich, stromych skarpach, w miejscu, gdzie płaszczyna poślizgu przebiega płytko i skały położone poniżej są wytrzymałe. Mury oporowe są mało skuteczne, gdy przyczyną osuwiska jest woda (ryc. 7.15C). Rozwiązaniem podobnym do murów oporowych jest zastosowanie ściany oporowej wykonanej z koszy, z grubego stalowego drutu lub siatki, wypełnionych kamieniem. Kon-

struktura ta pełni również rolę drenażu odwadniającego masę osuwiskową. Inną konstrukcją są pale zakotwione w podłożu nieulegającym ruchowi, rozmieszczone w całej masie osuwiska (ryc. 7.15A).

Czasem poprawę stabilności stoku próbuje się osiągnąć poprzez wyrównywanie powierzchni stoku i zmniejszenie jego nachylenia, ale jest to nieskuteczne, gdy przyczyną osuwiska jest woda.



Ryc. 7.15. Przykłady zabezpieczenia zbocza osuwiskowego za pomocą: A – pali umieszczonych w obrębie osuwiska; B – muru oporowego; C – sztolni odwadniającej  
 1 – nienaruszone podłoże skalne, 1a – warstwa wodonośna, 1b – warstwa bardzo słabo przepuszczalna, 2 – masa osuwiskowa, 3a – pale betonowe, 3b – pale wypełnione cementem, 4a – masa osuwiskowa usunięta podczas prac inżynierskich, 4b – mur oporowy, 4c – materiał filtrujący nasypywany podczas prac, który odprowadza wodę z warstw skalnych, 4d – nieprzepuszczalna warstwa izolująca materiał filtrujący, 4e – drenaże odprowadzające wodę, 5a – studnie filtracyjne odprowadzające wodę z powierzchni zbocza i z poszczególnych zawodnionych warstw, 5b – sztolnia, 5c – wylot sztolni u podnóża zbocza

Źródło: na podstawie Jakubowski 1967 i Kowalski 1972.





Ryc. 7.16. Przykład uszkodzonej nawierzchni drogi w wyniku rozwoju osuwiska na stoku – jest to górny fragment niszy osuwiskowej (lewa strona fotografii). Cofanie się niszy osuwiskowej może spowodować wzrost zagrożenia dla zabudowy w górnej części stoku, zabezpieczonej obecnie murem oporowym

Fot. E. Kobjek.





Ryc. 7.17. Niski mur oporowy zabezpieczający parking – w murze widoczne są okienka umożliwiające wypływanie wód gruntowych podczas opadów

Fot. E. Kobjek.

W przypadku szczególnie groźnych osuwisk dla obszarów zurbanizowanych budowany jest system monitoringu i ostrzegania. System ochronny przed osuwiskami jest rozbudowany szczególnie tam, gdzie opady są ważną ich przyczyną, np. w Japonii. System ostrzegawczy dla pojedynczych stoków wymaga całkiem innego podejścia, w zależności od zbadanego typu ruchu. Najczęściej wykorzystywane są czujniki lub echosondy, które na podstawie drgań wykrywają zmiany w osadzie. Ważne jest odpowiednie wytypowanie miejsc na ścieżce, wzdłuż której spodziewane jest osuwisko. Taki system ostrzegawczy dostarcza jednak ostrzeżenia krótko przed samym zdarzeniem (od sekund do minut). Bardzo ważne jest geomorfologiczne opracowanie wszystkich aspektów rozwoju tego systemu, włączając ustalenie typu zagrożenia, definiowanie miejsc lokalizacji systemu monitoringu, dobór stosownych progów oraz wyznaczenie dróg ewakuacji. Innym sposobem jest monitorowanie poziomu wód gruntowych za pomocą piezometrów. Jeżeli ich poziom podniesie się zbyt mocno, wysyłane są ostrzeżenia.

Najbardziej efektywnym sposobem obrony przez ruchami masowymi jest jednak świadomość niebezpieczeństwa oraz unikanie miejsc zagrożonych. W związku z nasilaniem się zagrożeń związanych z występowaniem osuwisk rośnie zainteresowanie tą problematyką. W 2004 r. utworzono specjalistyczne czasopismo „Landslides” („Journal of the International Consortium on Landslides”) wydawane przez Springer Verlag. Z inicjatywy International Consortium on Landslides przygotowano też Międzynarodowy Program Osuwiskowy. Projekty realizowane według tego programu stanowią istotny wkład do Międzynarodowej Strategii Ograniczania Katastrof (International Strategy for Disaster Reduction) (Sassa 2004). W wielu państwach przy służbach geologicznych działają specjalne grupy zajmujące się problematyką osuwiskową. W USA istnieje National Landslide Information Center (<http://landslides.usgs.gov.nlic/>), a od połowy lat 70. jest tam realizowany program Zagrożenia Osuwiskowe (The Landslide Hazard Program). W Polsce Instytut Geologiczny przystąpił w 1967 r. do inwentaryzacji osuwisk. Początkowo zjawiskom tym poświęcano mniej uwagi, dopiero po ogromnych osuwiskach w 2010 r. zwiększyło się zainteresowanie procesami o charakterze katastrofalnym i przygotowano *Ustawę o klęsce żywiołowej*. W katalogu zjawisk katastrofalnych znalazły się także osuwiska. W 2007 r. opublikowano Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 20 czerwca 2007 r. w sprawie informacji dotyczących ruchów masowych System Osłony Przeciwośuwiskowej SOPO. Celem projektu jest rozpoznanie, udokumentowanie i zaznaczenie na mapie w skali 1:10 000 wszystkich osuwisk w Polsce.

### 7.5. Splukiwanie w obszarach miejskich

Splukiwanie odgrywa bardzo ważną rolę w modelowaniu powierzchni Ziemi i jest procesem szczególnie niekorzystnym dla gospodarki rolniczej, ponieważ przyczynia się do wodnej erozji gleb. Jest to proces polegający na przemieszczaniu po stoku pokrywy glebowej i luźnych drobnych osadów przez powierzchniowy lub liniowy spływ wody. Proces inicjują krople deszczu, które spadają na powierzchnię gruntu zbudowanego z luźnego materiału. Uderzając w cząstki gruntu, rozluźniają je, a następnie przemieszczają w dół stoku.

Splukiwanie zachodzi intensywnie wtedy, gdy natężenie deszczu lub szybkość tajania pokrywy śnieżnej przewyższa możliwości wsiąkania wody w podłoże. Procesowi temu szczególnie sprzyjają: duże opady deszczu, luźne i drobnoziarniste osady budujące powierzchniową warstwę (lessy, drobnoziarniste piaski, zwietrzelina), stok o znacznym nachyleniu ok. 40% oraz brak roślinności. Zwarta roślinność (las, łąka) skutecznie chroni grunt przed erozją spływającej po stoku wody. Usunięcie roślinności w wyniku działalności człowieka znacznie przyspiesza proces erozji. Splukiwanie rozproszone najintensywniej zachodzi na rozległych powierzchniach pozbawionych zwartej roślinności, głównie na obszarach

gruntów ornych. Na gruntach gliniasto-piaszczystych roczna wartość erozji gleb wynosiła 24–50 kg/ha. Na gruntach piaszczystych ok. 400 kg/ha. Transportowany materiał akumulowany jest już w dolnej części stoku. Spłukiwanie skoncentrowane, gdy woda spływa liniowo, tworzy na stoku rozcięcia erozyjne różnej wielkości i kształtu, np.: bruzdy (ryc. 7.18) i wąwozy. Stoki w obszarach rolniczych podlegające spłukiwaniu są w różny sposób chronione i zabezpieczane, np. poprzez terasowanie (ryc. 7.19) lub orkę równoległą do poziomicy.



Ryc. 7.18. Bruzda deszczowa powstała po dwugodzinnym opadzie na poboczu drogi zbudowanej z luźnych osadów

Fot. E. Kobjek.





Ryc. 7.19. Antropogeniczne terasy skutecznie chronią zbocze przed spłukiwaniem

Fot. E. Kobjek.

W obszarach zurbanizowanych (zakryte, zabetonowane powierzchnie) rola procesu spłukiwania jest zdecydowanie mniejsza i ogranicza się do okresowego rozcinania świeżo odsłoniętych gruntów na powierzchniach nachylonych podczas budowy nasypów lub wykopów. Właściwie najintensywniej proces ten zachodzi w sąsiedztwie rozbudowanej sieci komunikacyjnej, której towarzyszą rowy, nasypy i przekopy, a powszechnym elementem są skarpy wzdłuż ciągów komunikacyjnych. Skarpa nasypu stanowi element konstrukcyjny budowli ziemnej, ale szczególnie szybko ulega erozji. Są to formy zgeometryzowane, kształtowane zgodnie z założeniami projektowymi mającymi na celu zmniejszenie spadków w profilach podłużnych dróg i linii kolejowych. Powierzchnie te są intensywnie modelowane w miejscach skoncentrowanego spływu wód z dróg (np. w pobliżu mostów i wiaduktów), zwłaszcza w pierwszej fazie funkcjonowania. Na takich odkrytych powierzchniach bardzo szybko powstają żłobiny deszczowe, czyli formy podłużne, o głębokości od 0,1 do 1 m głębokości, do 20–30 cm szerokości i kilkudziesięciu metrów długości. Największe szkody na skarpach ziemnych powstają w wyniku intensywnych lub nawalnych opadów. Zniszczenia skarp powo-

dują także wody spływające z nawierzchni, nie ujęte prawidłowo przez system odwodnienia drogi. Działanie tych wód jest długotrwałe i wielokrotnie powtarzalne. Zniszczenia erozyjne zwiększają się, gdy większe jest pochylenie i wysokość skarpy, a jej powierzchnia jest słabo zagęszczona. Szczególnie podatne są skarpy zbudowane z piasku drobnoziarnistego lub pylastego albo z gruntu mało spoiwego (pyłu, piasku gliniastego). Rozcinanie skarp prowadzi do uszkodzeń lub nawet do zniszczenia budowli ziemnej, poboczy drogi i nawierzchni. Koszty usuwania skutków erozji osiągają 8–12% całych kosztów robót ziemnych (Gajewska 2004).

Rozmiary erozji skarpy są tym mniejsze, im lepiej zabezpieczona jest ona przed działaniem spływającej wody. Zasadniczą ochronę przed tworzeniem się erozyjnych form stanowi roślinność (ryc. 7.20). Do najbardziej odpornych na erozję należą powierzchnie pokryte gęstą murawą. System korzeniowy skutecznie przeciwdziała niszczeniu podłoża, a darń zatrzymuje znaczną część opadu.



Ryc. 7.20. Antyerozyjne zabezpieczenia skarp z zazielenieniem

Fot. E. Kobjek.

Powierzchnię trawiastą można osiągnąć przy pomocy np. hydroobsiewu. Jest to biologiczny sposób rekultywacji stromych hałd, polegający na hydromechanicznym pokrywaniu powierzchni preparatem będącym mieszaniną złożoną



z wody, nasion roślin, hydromulczu celulozowego (włókien celulozowych), nawozów oraz substancji zabezpieczających przed erozją wodną i wietrzną oraz nadmiernym wysychaniem. Hydroobsiew jest najszybszym sposobem zazieleniania dużych powierzchni. Metoda ta jest jednak skuteczna dopiero od momentu szerokiego i głębokiego ukorzenia się trawy, czyli w okresie od jednego do trzech lat, licząc od chwili obsiania nasionami traw. Podczas faz kiełkowania, ukorzenia i wzrostu grunt nadal jest nieosłonięty i podlega destrukcji. Czynniki erozyjne działają również na nasiona traw, które mogą po wysianiu zostać splukane do podstawy stoku. Konstrukcja może więc zostać niedostatecznie pokryta roślinnością, co automatycznie zwiększa stopień zagrożenia erozją już w początkowych latach eksploatacji, dlatego w pierwszym etapie stosuje się różne materiały ochronne, począwszy od mat biodegradowalnych, które stosuje się na stokach o małym pochyleniu, po syntetyczne maty przestrzenne o bardzo dużych wytrzymałościach na rozciąganie, co pozwala dobrać odpowiednie zabezpieczenie dla każdego typu konstrukcji gruntowej.

Biomaty stosowane są w obiektach drogowych i budownictwie hydrologicznym. Służą one przede wszystkim do ochrony skarp, nasypów i zboczy. W miarę upływu czasu okrywa roślinna swym systemem korzeniowym wzmacnia podłoże i przejmuje rolę maty, a mata z naturalnych surowców ulega biodegradacji i użycia glebę (Ajdukiewicz 2005).



## 8. WIETRZENIE SKAŁ I KAMIENI BUDOWLANYCH

Wietrzenie skał jest powszechnym procesem geomorfologicznym zachodzącym na powierzchni Ziemi, jednak w bardzo wolnym tempie. Efekty wietrzenia są zdecydowanie mniej spektakularne i niegroźne w porównaniu do skutków ruchów masowych, abrazji na wybrzeżu morskim czy trzęsień ziemi. Powoduje ono zmniejszenie zwięzłości skały, jej rozkruszanie i zmianę składu mineralogicznego. Okruchy skalne mogą być grawitacyjnie przemieszczane w dół stoku lub ściany, łatwiej porwane przez wiatr lub wodę. Głównymi czynnikami procesów jest woda (duża ilość lub jej brak), temperatura (bardzo wysoka lub niska), tlen i dwutlenek węgla oraz działalność organizmów żywych. Ogólnie tempo wietrzenia jest bardzo małe, rzędu 0,0001–1 mm/rok (Embleton i Thornes 1985). W warunkach naturalnych bardzo trudno jest je badać, dlatego dane odnoszą się zwykle do 100 lat i więcej. Proces wietrzenia zachodzi także w obszarach zurbanizowanych i dotyczy nie tylko skał budujących podłoże, ale także materiałów konstrukcyjnych i budowlanych. W warunkach miejskich tempo niektórych procesów jest większe niż w naturalnych. Przyczynia się do tego głównie silne zanieczyszczenie atmosfery wzmacniające przebieg procesów chemicznych. Praktyczna znajomość procesów wietrzeniowych poszczególnych skał jest przydatna podczas określania trwałości materiałów skalnych wykorzystywanych do celów budowlanych, diagnozowania przyczyn niszczenia materiałów oraz wyboru technik konserwatorskich.

Wolne tempo i mała wydajność procesów wietrzenia powodują ich bagatelizowanie w gospodarce, dopiero po dziesiątkach lat okazuje się, że ich skutki (uszkodzenia) są już niemożliwe do naprawienia, np. w dziedzictwie kulturowym. Procesy te mogą zniekształcić cenne rzeźby albo spowodować odpadanie kamieniarki z fasad budynków. Procesy chemiczne mogą wpływać na zdrowie człowieka przez uwolnienie toksycznych związków. W obrębie obszarów zurbanizowanych wskazać można trzy główne problemy związane z wietrzeniem: odporność skał używanych jako materiały budowlane, wpływ zanieczyszczenia powietrza na przyspieszenie procesów wietrzenia oraz zmniejszenie nośności podłoża budowlanego.

### 8.1. Mechanizmy wietrzenia skał

Wietrzenie jest reakcją skał wchodzących w skład litosfery na warunki zachodzące w kontakcie z atmosferą, hydrosferą i biosferą. Jest procesem uniwersalnym, występującym we wszystkich strefach klimatycznych i obejmuje wszystkie typy skał (Bland i Rolls 1998). Jednak charakter i tempo wietrzenia zależą od

warunków klimatycznych, dostępności wody, rodzaju skały macierzystej, rzeźby terenu, czynników biologicznych i czasu trwania. Oddziaływanie czynników zewnętrznych na skały jest dwojakie. Może mieć charakter mechaniczny (fizyczny), czyli polega na zmianie fizycznej skały, tzn. rozluźnieniu i stopniowym rozdrobnieniu skały na mniejsze fragmenty, co prowadzi do rozdrobnienia skały. W niektórych warunkach dominują procesy powodujące zmiany chemiczne w skale, np. rozpuszczanie, usuwanie ze skały niektórych składników lub zastępowanie ich nowymi związkami chemicznymi. Grupa tych procesów prowadzi do chemicznego rozkładu skał i nosi nazwę wietrzenia chemicznego. Wyróżniane jest także wietrzenie biologiczne, ale ono może oddziaływać na skały fizycznie i chemicznie. Te trzy rodzaje wietrzenia skał są często wzajemnie powiązane.

### **Mechanizmy wietrzenia fizycznego**

Wietrzenie fizyczne (mechaniczne) polega ogólnie na kruszeniu i rozdrabnianiu skał bez zmiany ich składu mineralnego – powstaje luźny materiał (fragmenty różnej wielkości od bloków po pył). Do głównych czynników powodujących procesy wietrzenia należą: zmiany i intensywność promieniowania słonecznego, zmiany wilgotnościowe gruntu, zamarzanie i odmarzanie wody w skałach, rozrost kryształów soli, mechaniczna działalność organizmów roślinnych i zwierzęcych.

Skała pozbawiona okrywy roślinnej wystawiona jest na bezpośrednio promieniowanie słoneczne, co powoduje zmiany jej temperatury. Duże zmiany temperatury w ciągu doby (np. 40°C na pustyni) powodują na przemian ogrzewanie i ochładzanie skały. Powierzchnia jest ogrzewana w ciągu gorącego dnia przez promieniowanie słoneczne, a ochładzana w nocy wskutek wypromieniowania energii cieplnej. Nagrzewaniu i ochładzaniu podlegają zarówno kryształy, jak i cienka warstwa przypowierzchniowa. Skały są złymi przewodnikami ciepła, dlatego przebieg nagrzewania i ochładzania zachodzi tylko w warstwie przypowierzchniowej, natomiast głębsze partie skały podlegają coraz słabszemu ogrzewaniu lub ochładzaniu. Sytuacja taka powoduje powstawanie napięć doprowadzających do tworzenia się drobnych pęknięć przypowierzchniowych, równoległych do powierzchni skalnej. Jeżeli skała jest jednorodna, wzdłuż tych pęknięć warstewki przypowierzchniowe oddzielają się skorupowo, a proces nazywany jest luszczaniem. W skałach ziarnistych wielomineralnych zmiany te powodują rozpad skały na poszczególne ziarna, gdyż z powodu różnej barwy i rozszerzalności cieplnej ziarna wykuszają się w różnym tempie.

Kolejnym czynnikiem ważnym dla mechanicznego rozpadu skał są zmiany wilgotnościowe, które powodują powtarzalne, przemienne nawilgocenie i wysychanie osadów. Proces ten dotyczy jedynie skał ilastych lub zawierających znaczną domieszkę ilu. Minerale ilaste w warunkach nawodnienia (hydratacji) mogą zaabsorbować dużą ilość wody, na przykład opadowej, co prowadzi do pęcznienia skały i wzrostu jej objętości. W czasie suszy, wskutek wyparowania wody, dochodzi do odwodnienia (dehydratacji) skały i do jej kurczenia. W wyniku tych powtarzających się procesów – poza licznymi szczelinami z wysychania – oddzielają się drob-

ne fragmenty od skały ilastej. W czasie suszy często odspojone cząstki są wywiewane, a proces ten doprowadza do ponownego odsłonięcia powierzchni skały.

Spękania i pory w skałach są naturalnymi drogami krążenia wody pochodzenia atmosferycznego. Pod wpływem zmiany temperatury otoczenia może dochodzić do zamarzania wody, gdy temperatura spadnie poniżej  $0^{\circ}\text{C}$ , albo krystalizacji zawartych w wodzie soli, gdy temperatura jest wysoka i parowanie zmienia stan nasycenia roztworu. W jednym i drugim przypadku mają miejsce zmiany objętościowe lodu lub kryształów soli, które oddziałują na ścianki szczelin czy porów, w których się znajdują. Powodują one rozluźnianie, rozsadzanie i rozkruszanie skał.

Woda zamarzająca w porach lub szczelinach skalnych powiększa swoją objętość do ok. 9% (przy spadku temperatury do  $-22^{\circ}\text{C}$ ), a lód wywiera ciśnienie na ich ściany, co powoduje rozsadzanie i pękanie skał oraz sprzyja powstawaniu ostrokrawędzistych bloków i ziaren (ryc. 8.1). Proces ten jest najbardziej wydajny, gdy temperatura wody w szczelinach spada dosyć szybko od  $-2^{\circ}\text{C}$  do  $-7^{\circ}\text{C}$  (Witt i Borówka 1997). Wpływ mrozu na skały w klimacie umiarkowanym sięga 1–1,5 m, w polarnym do 7 m. Ważne jest wielokrotne zamarzanie i odmrażanie (multigelacja), przejście przez  $0^{\circ}\text{C}$ . W ciągu dnia woda przesącza się do niższych partii gruntu i zamarza w nocy. Rozpad skał wskutek zamarzania wody nazywany jest wietrzeniem mrozowym.



Ryc. 8.1. Okruch piaskowca pod wpływem wietrzenia mrozowego rozpadł się na drobniejsze fragmenty zgodnie z ulawiceniem

Fot. S. Kobjek.



Wietrzenie mrozowe jest najbardziej wydajne w przypadku wody czystej chemicznie. Z kolei wietrzeniu solnemu sprzyja duże stężenie soli w wodzie krążącej w szczelinach skalnych. W okresach wilgotnych woda rozpuszcza sól w skałach i spływa zwykle do zagłębień. W czasie bardzo wysokich temperatur i suszy woda paruje, a sól krystalizuje w porach skalnych. Narastające kryształy są przyczyną rozkruszania i łuszczenia małych kawałków skał. Najczęściej powstają kryształy związków: siarczanu magnezu, anhydrytu, siarczanu sodowo-wapiennego, węgla wapnia. Dodatkowo pod wpływem hydracji (uwodnienia) wzrasta objętość kryształów soli nawet do 30%, a jeżeli proces zachodzi w szczelinach, to przyczynia się do rozsadzania skał. Ponadto sól ma dużą termiczną rozszerzalność, np. chlorek sodu (sól kuchenna) może zwiększyć swoją objętość o 1% w wyniku dużych zmian dobowych temperatury na obszarach pustynnych. Ogólnie wzrost kryształów soli powoduje rozsadzanie porów w skałach zwięzłych, a w osadach nieskonsolidowanych pęcznienie.

### **Mechanizmy wietrzenia chemicznego**

Wietrzenie chemiczne jest bardziej skomplikowanym procesem, a w konsekwencji powoduje rozkład skały, po przeobrażeniu jej składu mineralnego i chemicznego. Rozkładane są pierwotne minerały, a powstają nowe (wtórne), bardziej trwałe w warunkach powierzchniowych. Podczas procesu powstają także związki, które są rozpuszczalne i odprowadzone w postaci roztworu z miejsca wietrzenia. Głównym czynnikiem wietrzenia chemicznego jest woda opadowa, ale „agresywna”, zawierająca różne domieszki, przede wszystkim: dwutlenku węgla, kwasu siarkowego, azotu, amoniaku, chloru, kwasów humusowych. Do procesów o największym znaczeniu należą: hydroliza, hydratacja, rozpuszczanie, karbonatyzacja, utlenianie i redukcja.

Hydroliza jest podstawowym mechanizmem wietrzenia chemicznego. W procesie hydrolizy woda występuje nie tylko w roli rozpuszczalnika, ale sama staje się jednym ze związków chemicznych biorących udział w reakcjach, ponieważ hydroliza polega na reakcji związku chemicznego (tworzywa minerału) z wodą, przy czym oba związki ulegają rozpadowi do postaci jonowej. Jony wodorowe  $H^+$  są mobilne, mają duży ładunek elektryczny i łatwo przenikają do sieci przestrzennej minerałów, a więc minerał może ulec gwałtownemu rozpadowi. Aniony w minerale są zastępowane przez jony  $H^+$  pochodzące z wody – powstają nowe substancje, które są nierozpuszczalne, dlatego pozostają na miejscu. Jony  $OH^-$  łączą się z kationami w minerale i tworzą związki rozpuszczalne, które są odprowadzane, ługowane. Wyługowaniu i odprowadzeniu ulegają: sód (Na), potas (K), wapń (Ca) i magnez (Mg). W wyniku rozkładu skały jeden produkt ulega wyługowaniu (odprowadzeniu), a drugi nierozpuszczalny pozostaje na miejscu. Efektywność hydrolizy szybko rośnie wraz z zakwaszeniem wody, czyli ze wzrostem koncentracji jonów wodorowych  $H^+$ . Przy  $pH > 6$  (roztwory zasadowe) rozpadowi ulega krzemionka. Przy większej kwasowości  $pH < 6$  do  $pH = 4$  ustaje

rozpuszczanie krzemionki, a zwiększa się rozpuszczanie glinu. Przebieg i produkty hydrolizy są różne w zależności od warunków środowiskowych.

Uwodnienie (hydracja) polega na przyłączeniu cząsteczki wody do krawędzi minerału lub wbudowaniu jej w siatkę krystalograficzną minerału. Łączenie się minerału (pierwiastka lub związku) z wodą powoduje przejście minerału bezwodnego w uwodniony. Na przykład czerwony hematyt w połączeniu z wodą przechodzi w żółty limonit. Z kolei anhydryt po pochłonięciu wody przechodzi w gips i dodatkowo zwiększa się jego objętość o ok. 30–60%. Hydracja jest procesem odwracalnym, co oznacza, że woda może być usunięta ze struktury minerału.

Kolejnym powszechnym procesem jest rozpuszczanie, a występuje wtedy, gdy minerał pod wpływem wody jest całkowicie lub w znacznej części odprowadzony do roztworu. Podatne na ten proces są: chlorki (sól) i gipsy oraz nieco trudniej związki wapnia, magnezu, sodu i potasu. Niektóre minerały rozpuszczają się w wodzie bezpośrednio, np.: sól kamienna, sole potasowe (sylwin, karnalit) i alun. Inne minerały muszą ulec uwodnieniu i wtedy stają się rozpuszczalne.

Kolejnym bardzo ważnym procesem jest uwęglanowanie (karbonatyzacja). Rozpuszczony dwutlenek węgla łączy się z wodą, tworząc słaby kwas węglowy. Kwas ten oddziałując na minerał i powoduje jego całkowite lub częściowe rozpuszczenie. Zawarte w minerałach metale (wapń, magnez, żelazo) są związane w kwaśne węglany. Skutki karbonatyzacji stają się najbardziej widoczne w procesie wietrzenia skał węglanowych, takich jak wapienie, o czym napisano szerzej w piątym rozdziale. Źródłem dwutlenku węgla jest atmosfera oraz fermentacja obumarłych roślin. Nasycenie dwutlenkiem węgla ma duże znaczenie w wietrzeniu wapieni. Kalcyt rozpuszcza się w słabym kwasie węglowym utworzonym podczas reakcji dwutlenku węgla i wody. Im dwutlenku węgla jest więcej, tym powstaje silniejszy kwas węglowy i lepiej rozpuszcza węglan wapnia. Rozpuszczanie wapieni prowadzi do krajobrazu krasowego.

Jedną z najbardziej typowych reakcji chemicznych zachodzących między skałą a tlenem atmosferycznym albo wilgotnym powietrzem jest utlenianie. Polega ona na łączeniu metali (żelazo, mangan, siarka, tytan) występujących w minerałach z wolnym tlenem atmosferycznym lub przechodzeniu związków tlenowych niektórych pierwiastków z niższej wartości w wyższe. Szczególnie powszechne jest łączenie się minerałów zawierających związki żelaza z tlenem rozpuszczonym w wodzie, dlatego na powierzchni skał zawierających żelazo powstaje rdzawa powłoka wodorotlenków żelaza. Tlenki żelaza dwuwartościowego ( $\text{FeO}$ ) przechodzą w tlenki żelaza trójwartościowego ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), a towarzyszy temu zmiana barwy z szarozielonej w czerwoną. Czarny magnetyt w wyniku utleniania przechodzi w czerwony hematyt. Wietrzenie wskutek utleniania występuje na odsłoniętych powierzchniach skalnych. Na wietrzejącej skale pojawia się charakterystyczna warstwa powierzchniowa o barwie czerwonej lub brunatnej. Ślady żelaza, które jest pierwiastkiem bardzo rozpowszechnionym, zawiera wiele rodzajów skał. Bez względu na swoje naturalne zabarwienie skały te, wietrzejąc, przybierają podobną barwę – rdzawo-żółtą lub czerwono-brązową. Dodatkowo utlenianiu się siarczków żelaza towarzyszy

wywiązywanie się dużej ilości ciepła. Utleniające się siarczki żelaza mogą spowodować pożary w pokładach węgla lub zwałach kopalnianych.

Procesy wietrzenia chemicznego przebiegają szczególnie intensywnie w warunkach podwyższonej temperatury i przy obecności bogatej szaty roślinnej, a więc na obszarach o klimacie wilgotnym i gorącym. Ich oddziaływanie na rzeźbę jest bardzo wyraźne na terenach zbudowanych ze skał rozpuszczalnych (wapień, dolomity, margle, gipsy, sól kamienna).

## 8.2. Destrukcyjna rola wietrzenia w budownictwie

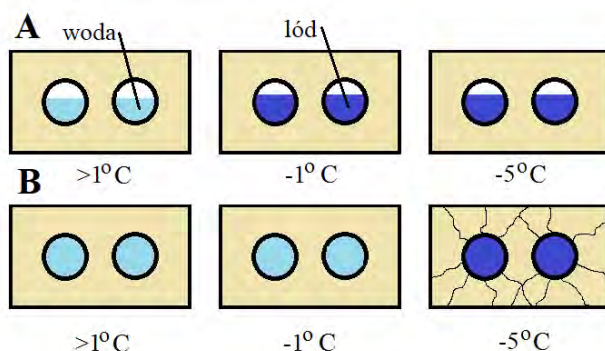
Budowle kamienne i konstrukcje murowane z biegiem czasu ulegają procesom destrukcyjnym, zwanym w budownictwie starzeniem się (Borusiewicz 1985; Domasłowski 2011). Tynk odpadający ze ścian zewnętrznych, skorodowana (murszejąca) cegła w murze, zaprawa wypłukiwana ze spoin przez opady atmosferyczne, łuszczący i rozwarstwiający się kamień w murach, rysy i spękania ścian w obiektach murowanych – wszystkie te uszkodzenia są najczęściej wynikiem wolno działających, ale trudnych do zahamowania, procesów wietrzenia.

W miastach występuje zgrupowanie ścian wykonanych z różnych kamieni budowlanych oraz cegły. Są to powierzchnie odkryte, przez co wystawione na czynniki atmosferyczne. Woda we wszystkich jej postaciach (pary, cieczy i lodu) jest największym wrogiem materiałów budowlanych. Przenikając do materiałów, uruchamia mechanizmy wywołujące szkodliwe zmiany w następstwie procesów fizycznych, chemicznych lub biologicznych występujących często we wzajemnym powiązaniu. W konstrukcjach murowanych pojawienie się wilgoci może być skutkiem: absorpcji wilgoci zawartej w powietrzu przez porowate i higroskopijne materiały oraz zaprawy; przenikania pary wodnej w pory i szczeliny oraz skraplania się wewnątrz konstrukcji lub na jej powierzchni; zamakania powierzchniowego podczas opadów atmosferycznych lub infiltracji w mury wody z innych źródeł; kapilarnego podciągania wody z podłoża. Zawilgocenie struktury murów w budynkach stanowi pierwsze ogniwo procesu niszczenia, zwłaszcza gdy woda zawiera agresywne domieszki. Mury posiadające w swym składzie materiały higroskopijne podczas nasycania wodą stają się mniej odporne na deformacje, tracą swoją pierwotną wytrzymałość i nośność. Woda przenikająca do wnętrza murów powoduje pęcznienie niektórych materiałów i zapraw oraz stopniowo rozpuszcza substancje wiążące. Przeciekać przez mur, przyczynia się do mechanicznego wypłukania składników mineralnych zapraw i słabiej spojonych ziaren materiałów, co wzmacnia intensywność innych procesów.

Najbardziej powszechnym efektem wietrzenia kamieni budowlanych jest łuszczenie, które polega na odpadaniu cienkich lamin lub plastrów z zewnętrznej warstwy. Proces ten można obserwować w warunkach klimatu umiarkowanego, gorącego i suchego. W jednym przypadku ważne są procesy fizycznego oddziaływania zamarzającej wody, w innym rozrostu kryształów soli, a jeszcze w innych insolacji.

### 8.2.1. Skutki wietrzenia mrozowego

W klimacie umiarkowanym i zimnym do najwydajniejszych procesów należy zamarzanie i rozmarzanie wody w porach skalnych. Im element kamienny ma większą nasiąkliwość, tym łatwiej poddaje się niszczącej działalności mrozu. Skały nieporowate nie podlegają wietrzeniu mrozowemu, a porowate jedynie wtedy, gdy pory są wypełnione więcej niż w 80% wodą (Kowalski 1972). Zamarzająca w porach woda zwiększa swoją objętość do ok. 9% i wywołuje znaczny wzrost ciśnienia na otaczający materiał. Przy spadku temperatury do  $0^{\circ}\text{C}$  ciśnienie na ściankę materiału wynosi ok.  $100\text{ kg/cm}^2$  (10 MPa), przy  $-10^{\circ}\text{C}$  ciśnienie wzrasta do  $1139\text{ kg/cm}^2$ , a przy  $-20^{\circ}\text{C}$  do  $2050\text{ kg/cm}^2$  (Borusiewicz 1985). Wyzwolona siła może przekraczać wytrzymałość skały i powodować najpierw mikropęknięcia (ryc. 8.2), następnie rozkruszanie, przesunięcie i ubytek kamienia ze ściany. Procesowi takiemu podlegają także cegły. Wietrzeniu mrozowemu sprzyjają okresy jesienno-zimowe z wahaniami temperatury wokół  $0^{\circ}\text{C}$  i wielokrotne cykle zamarzania i rozmarzania. W warunkach laboratoryjnych ważny jest szybki spadek temperatury rzędu  $0,1^{\circ}/\text{minutę}$ , w przedziale od  $0$  do  $-5^{\circ}\text{C}$ . Lód powoduje wtedy szybkie zamykanie szczelin i porów w skale. Dodatkowo w bardzo małych porach woda nie zamarza, ale może wywierać ciśnienie i powodować mikropęknięcia zwane hydropęknięciami. Wietrzenie mrozowe powoduje przekształcenie gładkiej powierzchni kamiennej w postrzępioną z ubytkami.



Ryc. 8.2. Działanie mrozu na pory w skale

A – lód powstający w porach tylko częściowo wypełnionych wodą nie powoduje niszczenia skały, B – lód powstający w porach zamkniętych, początkowo całkowicie wypełnionych wodą, rozsadza skałę i przyczynia się do jej pęknięcia

Źródło: opracowanie własne.

Dla poszczególnych skał określana jest mrozoodporność na podstawie liczby cykli zamarzania i odmarzania, po której następuje uszkodzenie zewnętrznych

części próbki skalnej (powierzchni, krawędzi, naroży). Wyróżnia się skały o mrozoodporności: złej – poniżej 10 cykli (dla skał o bardzo małej wytrzymałości na ściskanie) i poniżej 15 cykli (dla skał o małej lub większej wytrzymałości); dostatecznej 10–20 cykli (dla skał o bardzo małej wytrzymałości na ściskanie) i 15–20 cykli (dla skał o małej lub większej wytrzymałości na ściskanie); dobrej 21–24 cykli; całkowitej 25 cykli i więcej (Racinowski i Coufal 1999). Ważna jest także nasiąkliwość wyrażana procentową masą wody, jaką może pochłonąć dana skała. Skały bardzo nasiąkliwe wchłaniają powyżej 20% wody, średnio nasiąkliwe 20–5%, mało nasiąkliwe 5–0,5%, a bardzo mało nasiąkliwe poniżej 0,5%.

Do najbardziej powszechnych kamieni budowlanych należą: wapienie, piaskowce, marmury, granity, bazalty, trawertyny. Wapienie wykazują duże zróżnicowanie pod względem cech technicznych (nasiąkliwość 0,04–35,1%, mrozoodporność od całkowitej do dostatecznej): twarde (krystaliczne i drobnokrystaliczne o strukturze masywnej), średnio twarde (biogeniczne o teksturach masywnych), miękkie (wapienie o strukturach organicznych i teksturach słabo masywnych, wapienie margliste). Do konstrukcji budowlanych używane są głównie wapienie średnio twarde i miękkie. Dlatego w strefie klimatu umiarkowanego z cyklami zamarzania niektóre wapienie, marmury i trawertyny używane są do ozdabiania wnętrz budynków, ponieważ na zewnątrz podlegają niszczeniu pod wpływem mrozu. Zwilgocenie i zamarzanie powoduje pęknięcia, łuszczenie i korazję, dlatego ściana wapienna podlegająca procesom wietrzenia mrozowego jest nierówna i podziurawiona (ryc. 8.3).



Ryc. 8.3. Powierzchnia muru wapiennego podlegająca wietrzeniu mrozowemu

Fot. E. Koboжек.



Także piaskowce są bardzo różnorodne pod względem technicznym: twarde (o lepiszczu krzemionkowym, piaskowce kwarcytowe, nasiąkliwość 0,3–3%, mrozoodporność całkowita), średnio twarde (o lepiszczu żelazisto-krzemionkowym, węglanowym, nasiąkliwość 0,3–3,4%, mrozoodporność całkowita), miękkie (o lepiszczu węglanowym, ilasto-węglanowym, żelazisto-ilastym, nasiąkliwość 0,1–12,5%, mrozoodporność od całkowitej do złej) – tab. 8.1.

Tabela 8.1. Mrozoodporność i nasiąkliwość skał a ich podatność na wietrzenie mrozowe

Rodzaj skały	Nasiąkliwość w %	Mrozoodporność
Marmury	0,1–0,3	całkowita
Gabra	0,1–0,3	całkowita
Sjenity	0,1–0,4	całkowita
Granity	0,2–0,5	całkowita
Bazalty	0,1–1,0	całkowita
Melafiry	0,2–1,4	całkowita
Andezyt	0,7–2,0	całkowita
Piaskowce kwarcytowe	0,3–3,0	całkowita
Piaskowce miękkie	0,1–12,5	od całkowitej do złej
Wapienie	0,04–35,1	od całkowitej do złej

Źródło: na podstawie Racinowski i Coufal 1999.

Częste nawilgocenie i działanie zamrozu prowadzi do powstawania pęknięć, wyrzuseń i łuszczenia skały (ryc. 8.4). Łuszczenie zachodzi głównie w skałach o strukturze szklistej lub skrytokrystalicznej, podlegają mu także tynki. Polega ono na odspajaniu i odpadaniu ze skały skorupki i fragmentów powierzchni. Proces ten najintensywniej zachodzi w najniższej części budynku, co związane jest z podsiąkaniem wód gruntowych (ryc. 8.5, 8.6). Tynki wapienne stanowią najbardziej narażony na destrukcję element budowli. Są bezustannie poddawane szkodliwemu działaniu opadów atmosferycznych, wahań temperatury i zamarzania. Wnikająca w nie wilgoć stopniowo prowadzi do osłabienia struktury zaprawy tynkarskiej, a to z kolei powoduje z czasem uszkodzenia widoczne na elewacjach. Ich odnawianie i odpowiednia konserwacja jest więc koniecznością.



Ryc. 8.4. Łuszczenie kamienia budowlanego oraz rozkruszanie i ubytek łączenia w wyniku zamrozu

Fot. E. Koboжек.



Ryc. 8.5. Niszczenie kamienia budowlanego w wyniku wietrzenia mrozowego oraz łuszczenie i opadanie tynku na styku z gruntem w wyniku podsiąku kapilarnego wody

Fot. E. Koboжек.



Ryc. 8.6. Łuszczenie i odpadanie tynku w strefie podsiąku kapilarnego

Fot. E. Kobjek

Wietrzeniu mrozowemu podlegają także cegły maszynowe o homogenicznej strukturze w miejscach zawilgoconych (Borusiewicz 1985). W Polsce cegły wypalane były z gliny zwałowej, ilów plioceńskich, ilów warwowych, a procesy mrozowe przyczyniają się do powstawania spękań i ubytków mechanicznych. Pod wpływem zamrozu cegły i zaprawy stają się bardziej porowate, zaczynają pęcznieć lub kruszeć, powstają ubytki substancji (ryc. 8.7). Ubytki i pęknięcia szczególnie widoczne są w narożach (ryc. 8.8).



Ryc. 8.7. Wysypujące się wapienne spoiwo powodujące rozluźnienie wątku ceglanego. Silne wiatry i opady deszczu skutecznie usuwają wszelkie odspojone fragmenty

Fot. E. Kobjek.



Ryc. 8.8. Zniszczenia cegieł i wapiennego spoiwa w wyniku wietrzenia mrozowego w narożach budynku

Fot. E. Koboжек.

Na wietrzenie najbardziej narażone są ściany wystawione na zmienne warunki klimatyczne – na przemian wilgoć (często opady) i sucho (wysokie temperatury) – wtedy zasięg zamrozu sięga do 1 cm. Tempo wietrzenia zależy od rodzaju skały w jednakowych warunkach klimatycznych. Bazalty pozostają bez oznak wietrzenia, a bardziej wrażliwe są andezyty (tab. 8.1).

### 8.2.2. Wpływ wysokich temperatur

W wielu opracowaniach dotyczących zniszczeń kamienia budowlanego w zabudowlanych budynkach w Polsce jako przyczyna wskazywana jest insolacja, będąca efektem oddziaływania wysokich temperatur. Zwykle podkreślane jest równomierne, powierzchniowe nagrzewanie się skały i powolne przenikanie ciepła w jej głąb. Rozszerzanie powierzchniowej warstwy powoduje pęknięcie skały równoległe do powierzchni i jej łuszczenie. Z kolei ochładzanie następuje szybciej na powierzchni, podczas gdy skała wewnątrz jest jeszcze nagrzana, co powoduje kurczenie się skały i sprzyja spękaniami prostopadłym do powierzchni. Wydaje się jednak, że zakres oddziaływania tego procesu w klimacie umiarkowanym jest dyskusyjny, ponieważ nie ma dowodów na jego silny wpływ (Klimaszewski 1978).

W klimacie półsuchym tylko niektóre kamienie podlegają łuszczeniu pod wpływem insolacji, np. w Meksyku nasłonecznienie oddziałuje na budynki wykonane z tufu, a efektem jest łuszczenie w strefie o miąższości do 1 cm równo-



legle do powierzchni. Marmury są jednak bardzo wytrzymałe na nasłonecznienie, ponieważ różnica temperatury  $100^{\circ}\text{C}$  jeszcze nie powoduje zmniejszenia ich odporności.

Groźne dla kamienia budowlanego są jednak bardzo wysokie temperatury spowodowane przez pożary, nawet te krótkotrwałe. Działają one destrukcyjnie na zaprawy i na wiele kamieni naturalnych, zwłaszcza wapienie, dolomity, granity i piaskowce. Materiały mineralne charakteryzują się różną odpornością i wytrzymałością ogniową, dlatego rozwijają się w strukturze elementów dodatkowe naprężenia i deformacje międzycząsteczkowe wskutek nierównomiernego ich rozszerzania się i zmiany objętości. Zjawiska te stają się przyczyną powstawania na powierzchni materiałów murowanych spękań, oddzielenia warstw, łuszczenia i kruszenia, a następnie ubytku. Przy dłuższym nagrzewaniu następują dalsze zmiany, a przede wszystkim dehydratacja spoiw, zwiększenie porowatości i obniżenie mechanicznej wytrzymałości. Z doświadczeń laboratoryjnych wynika, że przy temperaturze  $200^{\circ}\text{C}$  wytrzymałość materiałów murowych spada o 12–30%, a przy temperaturze  $500^{\circ}\text{C}$  prawie o 50% (Borusiewicz 1985). W rezultacie po pożarze następują w układzie i budowie poszczególnych ogniw ustroju nośnego nieodwracalne przemieszczenia i deformacje, które stają się szczególnie niebezpieczne, gdy znajdują się pod działaniem trwałych dużych obciążeń.

### 8.2.3. Skutki wietrzenia solnego

W wielu pracach wskazywana jest ogromna rola wietrzenia solnego w niszczeniu i łuszczeniu kamieni budowlanych, nie tylko w strefie suchej, ale także wilgotnej np. w Anglii (Sperling i Cook 1980) czy Polsce (Borusiewicz 1985; Olesiak 2012). Krystalizacja soli jest jednym z szeroko rozpowszechnionych czynników niszczenia wszystkich typów skał. Dokładny mechanizm wzrostu kryształów soli i niszczenia tekstury skały nie jest jeszcze dokładnie poznany, ale wiadomo, że jest poważnym problemem dla wieku budynków. Proces wietrzenia uzależniony jest od wilgotności i temperatury powietrza. Ewaporacja, czyli parowanie wody z powierzchni ziemi, powoduje koncentrację rozpuszczonych soli i wytrącanie się ich w postaci naskorupień lub pokładów. Parowanie odbywa się wszędzie, ale jego efekty są widoczne najbardziej w obszarach suchych, gdzie zachodzi na dużą skalę. Rozpuszczane sole w większości przypadków krystalizują w postaci chlorku sodu ( $\text{NaCl}$ , halitu, czyli soli kamiennej), rzadziej krystalizuje gips ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), w obszarach intensywnego parowania wytrącają się sole potasowe, magnezowe i wapniowe. Rozrastające się kryształy soli w szczelinach skalnych, a nawet wzdłuż powierzchni granicznych pomiędzy ziarnami mineralnymi, powodują niszczenia kamienia. Sole oddziałują agresywnie zarówno na skały, jak i na materiały budowlane (cegła, beton), prowadząc do ich zniszczenia w bardzo krótkim czasie (kilka, kilkanaście lat). Na ten proces szczególnie podatne jest środowisko suchych obszarów, ponieważ wysoki wskaźnik ewaporacji



dostarcza sól z wód gruntowych. Sól może pochodzić jednak także z zanieczyszczonego powietrza, rozpylania wód morskich na wybrzeżu, dlatego wietrzenie solne może potencjalnie oddziaływać bardzo szeroko na środowisko. Z badań wynika, że udział wietrzenia solnego wzrasta z trzech powodów: zmiany warunków klimatycznych, oddziaływania człowieka, ekspansji osadnictwa w środowisku skłonny do krystalizacji soli.

Na przebieg wietrzenia ma wpływ lokalna rzeźba i wilgotność gruntu. Zjawisko podsiąku kapilarnego i związane z nim wietrzenie solne powoduje, że przygruntowe fragmenty wychodni skalnych, a także konstrukcji kamiennych stworzonych przez człowieka, są szczególnie narażone na dezintegrację. Zmiany te mogą przebiegać bardzo szybko. W szczególności zagrożone są miejsca o płytko położonym zwierciadle wód podziemnych, a powierzchnia terenu znajduje się w zasięgu wzniosu kapilarnego. W strefach półsuchych jest duży dopływ soli wraz z wodami w okresie wilgotnym, podczas okresu gorącego i suchego woda wyparowuje, a sole krystalizują. Dlatego w pierwszej kolejności niszczeniu podlegają najniższe części budynków (ryc. 8.9). Zdolność kapilarnego podciągania wody w murach ponad poziom gruntu nasyconego wodą dochodzi nawet do 3 m. Wiele śladów wietrzenia solnego można odnaleźć na świątyniach i grobowcach w Tebach w Egipcie. W Kairze wietrzenie poważnie uszkodziło wiele historycznych kamiennych zabytków. Dobrym przykładem tempa wietrzenia solnego jest Sfinks – monument zbudowany z wapienia przedstawiony na fotografii z 1850 r. Ocenia się, że utrata kamienia zachodziła w tempie ok. 30 cm na 100 lat (Selwitz 1990). W strefie półsuchej i suchej wietrzenie solne (pod wpływem chlorku sodowego i siarczanu węglowego) jest dominującym procesem niszczącym monument szczególnie w dolnej części, a w górnej części przeważa erozja eoliczna.

Wietrzenie solne dotyczy zwykle dolnych części budynków ścian, których struktury mogą być osłabione np. wskutek trzęsienia ziemi czy powodzi. W ostatnich dekadach nastąpiła ekspansja budownictwa w obszarach zagrożonych wietrzeniem solnym, szczególnie na Bliskim Wschodzie. Miasto Abu Dhabi miało 8 tys. mieszkańców w 1960 r., w 2005 r. liczba ta sięgała już 1,35 mln, czyli 169 razy więcej. Liczba mieszkańców Dubaju wzrosła z 45 tys. w 1960 r. do 650 tys. w 2005 r. W związku z tym osadnictwo rozszerza się, a wiele budynków powstaje na obszarach suchych lub na terenach pozyskanych z morza, które będą wzmacniać wietrzenia solne.

Wzrost tempa wietrzenia solnego powoduje stałe podniesienie poziomu wód gruntowych w wyniku irygacji. Następuje wzmacnianie wzniosu kapilarnego, a ewaporacja powoduje koncentrację soli. Wzrost zasolenia obszarów nawadnianych wynosi od 10 do 50% (Goudie i Viles 2014). Negatywne skutki tego zjawiska obserwowane są po kilku dekadach np. w Egipcie, Zjednoczonych Emiratach Arabskich, Pakistanie, Uzbekistanie i innych państwach (Fitzner i Heinrichs 2002). W Uzbekistanie w wyniku podniesienia się poziomu wód

gruntowych silnie zasolonych wiele budynków w niżej położonych częściach starożytnych miast Kiva, Bukhara i Samarkanda doznało uszkodzeń w wyniku wietrzenia solnego. Wszędzie tam, gdzie poziom wód gruntowych jest wysoki i występują podsiąki kapilarne, kryształy soli narastają w dolnych partiach budynków – taki proces nazywany bywa „efektem tamponu”. Narastające kryształy soli negatywnie oddziałują nie tylko na budynki, ale także na mosty, drogi i pasy startowe np. w Australii, Południowej Afryce, Indiach i USA (Januszke i Booth 1984; Vassie 1984).



Ryc. 8.9. Łuszczenie i rozkruszanie kamienia oraz tynku w wyniku wietrzenia solnego w strefie wzniosu kapilarnego, przykład z Maroka

Fot. E. Kobjek.

Wietrzenie solne zachodzi także w wyniku oddziaływania rosy i soli. Aż 50% powierzchni kompleksu Petra w Jordanii posiada uszkodzenia spowodowane przez wietrzenie solne. Prawie 12% powierzchni jest całkowicie zniszczona i pokryta przez kawerny wietrzeniowe, w których duży udział ma właśnie sól (Wedeking i Ruedrich 2006; Kołodziejczyk 2013). W klimacie półsuchym szczególnie często rozwijają się kawerny w piaskowcach (tafoni), które przybierają kształt podobny do plastrów miodu. Jednak nie jest to zwykle oddziaływanie

fizyczne, ale także chemiczne. Wietrzenie solne, w tym głównie chlorki sodu i siarczan wapnia odgrywają kluczową rolę w niszczeniu zabytków, np. w Hawanie (ryc. 8.10).



Ryc. 8.10. Budynki wzniesione z piaskowca podlegające wietrzeniu solnemu i kawernizacji w starej Hawanie

Źródło: [www.futurity.org/salt-buildings-weathering-763082/](http://www.futurity.org/salt-buildings-weathering-763082/) (dostęp: 5.05.2019).

W wielu krajach europejskich także zaobserwowano negatywne skutki wietrzenia solnego w skałach budowlanych. W Hiszpanii niszczeniu podlegają cegły przy gruncie z powodu podnoszenia się wody bogatej w sól, pochodzącej z osadu gipsu będącego w podłożu miasta Catalyud. Krystalizacja soli w porach skalnych jest jedną z powszechnych przyczyn niszczenia budowli w Wielkiej Brytanii (Sperling i Cook 1980). Także w Polsce występuje duże zagrożenie ze strony wietrzenia solnego. Widoczne jest to na starych murach, np. na zamku w Będzinie (Olesiak 2012).

W umiarkowanych warunkach klimatycznych do wietrzenia solnego przyczynia się także bezpośrednie rozrzucanie zimą soli na drogach oraz wokół domów i kościołów w celu rozpuszczania śniegu i lodu, co wzmacnia zasolenie wód gruntowych. Rozpuszczone w wodzie sole w cieplej porze roku wnikają w pory



kamieni i krystalizują. Białe warstwy soli pokrywają zwykle powierzchnie rzadko obmywane przez deszcz. Szczególnie podatny na rozwój wykwitów soli jest piaskowiec, jako skała porowata łatwo wchłania np. halit i sylwin, a zachodzące procesy hydratacji i dehydratacji bardzo osłabiają strukturę skały, prowadząc do jej rozwarstwienia i złuszczenia. Innym procesem związanym z solą jest eflorescencja, czyli tworzenie się wykwitów soli w postaci białych plam na powierzchni skały głównie przy gruncie (ryc. 8.11). Jest to częsty proces w miastach w Polsce. Efekty obserwowane są głównie wiosną, kiedy warstwa soli nie została jeszcze zmyta przez deszcz.



Ryc. 8.11. Wykwity soli na powierzchni cegły w dolnej części budynku

Fot. E. Kobjek.

Sól podczas procesów hydracji–dehydracji częściowo w zrównoważonych warunkach środowiska (temperatura poniżej 0°C i bardzo wysokiej wilgotności 95%) dodatkowo niszczy skałę. Podczas hydracji kryształy wywierają duże ciśnienie na pory w skałe, niszcząc jej kohezję (Kamh 2011). Efekt hydracji kryształów jest często odnotowywany na historycznych kamiennych monumentach, gdy wzrasta stężenie siarki. Na przykład obelisk „igła Kleopatry” przez ponad 3000 lat stał w suchym klimacie w Egipcie bez uszkodzeń. Jednak po przewiezieniu do Nowego Jorku w 1880 r. w warunkach wilgotnego klimatu rozpoczął się proces niszczenia przez hydrację soli w porach skalnych monumentu (Easterbrook 1993).

#### 8.2.4. Wpływ procesów biologicznych na kamień budowlany

Działalność organizmów żywych powoduje mechaniczne niszczenie oraz chemiczne przekształcenia w minerałach i prowadzi do biodegradacji skał. Ocenia się, że ok. 30% zniszczenia skał jest spowodowane oddziaływaniem biologicznym (Wilimzig i Bock 1996).

Atak biologiczny może stać się powodem szybkiego rozkładu kamieni i zapraw. Szereg drobnoustrojów w sprzyjających fizykochemicznych warunkach (temperatura, wilgoć, kwasowe środowisko) rozwija się na podłożu nieorganicznym. Drobnoustroje najdotkliwiej niszczą wapienie, marmury i inne kamienie oraz zaprawy zawierające związki wapnia. Na powierzchni tych materiałów rozwija się mikroflora, która wytwarza rozkładające się produkty biochemiczne, w wyniku czego następuje proces przeobrażania i rozkładu struktury skały (Borusiewicz 1985).

Zawilgocone mury szczególnie sprzyjają niszczeniu. Na wilgotnych ścianach rozwijają się różnorodne wykwity, grzyby i pleśnie, których obecność może być niebezpieczna zarówno dla trwałości murów, jak i dla zdrowia mieszkańców. Nawet fragmenty ścian, np. zbudowane z piaskowca, wapienia lub cegły pozostające w cieniu drzew, mają nieco większą wilgotność i są osłonięte od wiatru, dlatego pokryte są mikroorganizmami takim jak bakterie, grzyby, mchy i porosty. Ich system korzeniowy penetruje przestrzeń porową materiału, co prowadzi do tworzenia się naprężeń, a w dalszej kolejności do rozsadzania. Destrukcyjne oddziaływanie mają porosty, ponieważ rozrastające się plechy mogą wnikać w głąb skały do głębokości ponad 1 cm, a dodatkowo ich wzrostowi mogą towarzyszyć zmiany objętościowe wywołane absorpcją cząstek wody.

Bardzo szkodliwe może okazać się również działanie roślin, zwłaszcza traw, krzewów, drzew i pnączy, które oplatają lub rosną na powierzchni niezabezpieczonych murów i sklepień (ryc. 8.12, 8.13). Działanie korzeni roślin, szczególnie trawiastych, polegające na wnikaniu w najdrobniejsze szczeliny podłoża skalnego, jest często opisywane jako wietrzenie mechaniczne. Przeplatające się korzenie mogą rozrastać się wzdłuż powierzchni uwarstwienia lub spękania na wiele dziesiątek centymetrów, wnikać głęboko w skałę. Korzenie podążają drogami najmniejszego oporu i przystosowują się do pewnej nieregularności każdej szczeliny, ale nie wydaje się, aby siła oddziaływania na skałę znacznie się zwiększyła. Jednakże szczeliny, utworzone wskutek działania innych procesów, mogą być dzięki korzeniom zachowane, a rozkładająca się materia roślinna i spłukiwany muł są w stanie utrzymać powierzchnie skalne w stanie wilgotności i aktywności chemicznej.

Organizmy roślinne oddziałują na skałę także w sposób chemiczny. W trakcie swoich czynności życiowych wydzielają różne związki chemiczne, agresywne w stosunku do skały. Są to związki nieorganiczne, np. kwas siarkowy powstający wskutek utleniania przez bakterie minerałów siarkowych, jak i związki organiczne, będące efektem przemian metabolicznych.





Ryc. 8.12. Rozwój roślinności na murze powoduje jego powolne niszczenie  
Na kamiennych schodach rozwijają się w koloniach różne drobnoustroje,  
przykład z Portugalii

Fot. E. Kobjek.



Ryc. 8.13. Niszczenie murów i ścian w wyniku rozwoju porostów i traw, przykład z Portugalii

Fot. E. Kobjek.

Agresywne związki organiczne powstają również przy rozkładzie martwej materii organicznej. Wśród kwasów organicznych największe znaczenie jest przypisywane substancjom humusowym i fulwowym. Działanie bakterii może zapoczątkować dezintegrację skał poprzez wykorzystanie chemiczne składników mineralnych w procesach biochemicznych i może wprowadzić produkty katalityczne do dalszego wietrzenia fizyko-chemicznego. Działanie bakterii na budowę kamiennej oraz zaprawę murarską powoduje absorpcję energii z promieniowania słonecznego, co prowadzi do reakcji utleniania. Tempo wietrzenia może być zwiększone przez bakterie zawarte w mikroszczelinach, atakujące krzemionkę, węglany i tlenki. Utlenianie w wyniku bakteriologicznej przemiany organicznych związków siarki w siarczany może w przypadku skał węglanowych wywołać efekt wietrzenia podobny do działania kwaśnych deszczów (Attwell i Taylor 1988).

### **8.3. Rola zanieczyszczenia powietrza w przyspieszeniu procesów wietrzeniowych**

Wietrzenie chemiczne zachodzi tym intensywniej, im więcej w wodzie lub w atmosferze jest agresywnych substancji, np. dwutlenku węgla czy związków siarki. Woda deszczowa z natury zawiera rozpuszczony atmosferyczny dwutlenek węgla tworzący słaby kwas węglowy ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ). Kwas ten rozkłada się dając jony  $\text{H}^+$  i  $\text{HCO}_3^-$ , w wyniku czego woda deszczowa ma słaby odczyn kwaśny, a jej pH wynosi około 5,6. Szczególnie dużo zanieczyszczeń w atmosferze występuje w obszarach zurbanizowanych, dlatego spadające opady mają odczyn pH niższy od 5 i nazywane są „kwaśnymi deszczami” lub „kwaśnymi opadami”. Wiele jest źródeł antropogenicznych powodujących zakwaszenie wód, np. spalanie kopalnych paliw (silniki samochodowe, elektrownie i systemy grzewcze), przemysł, zwłaszcza metalurgiczny, i spalanie odpadów stałych. Produktami całkowitego spalania czystych paliw jest dwutlenek węgla i para wodna. Zarówno ropa naftowa, gaz ziemny, jak i węgle kopalne zawierają jako domieszki związki siarki przechodzące podczas spalania w związki utlenione, głównie dwutlenek siarki ( $\text{SO}_2$ ) i trójtlenek siarki ( $\text{SO}_3$ ). Za główną przyczynę kwaśnych deszczów uważa się emisję gazów z elektrowni spalających węgiel zawierający 1–2,5% siarki (Craig i in. 2003). Źródłem tlenków azotu są zarówno elektrownie, jak i silniki samochodów. W połączeniu z parą wodną tlenki siarki powodują powstawanie kwasu siarkowego ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ), a tlenki azotu tworzą kwas azotowy ( $\text{HNO}_3$ ). W wyniku spalania powstają również związki węglowodorowe i inne, bardziej złożone substancje. Z kolei niecałkowite spalanie powoduje powstawanie drobnych cząstek węgla – sadzy i popiołów. Wietrzeniu chemicznemu sprzyjają także mgły i smog, które często występują w obszarach zurbanizowanych (Fortuniak i Kłysik 2008).

Chociaż pojęcie kwaśnych deszczów znane jest od 1872 r. (wynik spalania węgla w czasach rewolucji przemysłowej), to problem ten zauważono na większą

skalę dopiero w latach 60. XX w. Kwaśne deszcze największe natężenie w zachodniej industrializacji osiągały od połowy lat 70. XX w. do końca 1980 roku (Attewell i Taylor 1988). Zmiany w produkcji i polityce itp. spowodowały zmniejszenie dwutlenku siarki np. w Brytanii od 1974 r. do 1990 r. o 35%, pomimo tego w wielu miastach stężenie tlenu azotu w sąsiedztwie dróg przewyższa normy.

Kwaśne deszcze i sadza są szczególnym zagrożeniem dla zabytkowych miejskich dzielnic zbudowanych przeważnie z wapieni, marmurów i piaskowców z lepiszczem węglanowym (Craig i in. 2003). Korozji ulega również, choć w mniejszym stopniu, beton i metal. Częstki sadzy osadzające się na budynkach mogą działać jak gąbka, wchłaniając tlenki siarki i azotu pochodzące z gazów kominowych. Gdy połączą się one z parą wodną, tworzą roztwory kwasów, które niszczą kamień budowlany.

Najczęściej można obserwować oddziaływanie zanieczyszczenia gazowego (dwutlenek siarki i tlenki azotu), utleniania, pyłu, cząstek wody na kalcyt, czyli minerał będący głównym składnikiem wapieni i marmurów. Oddziaływanie to powoduje jego niszczenie i pokrycie powierzchni kamienia budowlanego brzydką skorupą gipsową (Charola i in. 2007). Dla powstania tej skorupy ważne jest utlenianie. Atmosferyczne utleniacze – ozon, nadtlenek wodoru – i katalizator, np. sadza i dymy, wspomagają utlenianie (Sabbioni 2003). Efektem wszystkich tych procesów na płytach wapiennych jest eksfoliacja grubych, czarnych, bogatych w gips skorup.

Gips powstaje także w wyniku reakcji kwasu siarkowego z węglanem wapnia. W różnych skałach może występować gips epigenetyczny, powstający zazwyczaj w wyniku utleniania i uwodnienia siarczków w obecności węglanu wapnia. Gips taki, wykorzystując zwykle spękania i płaszczyzny warstwowania, tworzy pojedyncze, tabliczkowe kryształy lub płytkowe, włókniste, promieniste skupienia. W typowych „czarnych” skorupach gips ma skłonność do krystalizacji w soczewkowej strukturze (zwykle o średnicy między 10 a 50  $\mu\text{m}$ ), przyjmując kształt „róży pustyni”, np. na marmurze, wapieniu i tynkach (Arnold i Kueng 1985).

Gips jest jedną z najbardziej powszechnych soli występujących w zabytkach i nie ma wątpliwości co do jego negatywnego działania (Attewell i Taylor 1988). Krystalizuje w porach materiału, jak w przypadku każdej innej soli niehydratującej. Z nasyconego roztworu gips wykrystalizuje jako małe igły lub pokrywy. Ze względu na niską rozpuszczalność jest znacznie mniej mobilny w materiałach budowlanych niż jakakolwiek inna powszechnie rozpuszczalna sól. Gips osadzony raz w przestrzeni porów materiału budowlanego ma tendencję do dalszego gromadzenia się. W środowisku zanieczyszczonym narastaniu gipsu sprzyja siarka zawarta w powietrzu. W przypadku materiałów wapiennych tworzenie się gipsu jest procesem degradacji chemicznej, tj. kalcyt jest zastępowany przez gips.

Pierwszym objawem przemian chemicznych w materiałach budowlanych są widoczne na powierzchni kamienia lub cegły biało-szare plamy, czarne powłoki organiczno-gipsowe, różnego rodzaju naloty, wykwity, nacieki, spulchnienia



i łuszczenie się warstw zewnętrznych (ryc. 8.14). Procesy wietrzenia prowadzą do dezintegracji skały, zmiany barwy, zaniku detalu architektonicznego, powstawanie jam, nisz i wżerów. Wszystkie te procesy osłabiają wytrzymałość konstrukcji kamiennej oraz obniżają jej walory estetyczne.



Ryc. 8.14. Czarny nalot na piaskowcu jako efekt złożonego wietrzenia chemicznego i biologicznego wzmoczonego zanieczyszczeniem powietrza, który niszczy kamień i obniża walory estetyczne, przykład z Portugalii

Fot. E. Koboжек.

Zniszczenia były obserwowane na budowach Akropolu w Atenach, które są poddawane skutkom kwaśnego deszczu od ponad 100 lat. Powoduje to konieczność pracochłonnych i kosztownych zabiegów konserwatorskich, polegających na odnawianiu obiektów, pokrywaniu ich specjalnymi substancjami ochronnymi, zakrywaniu powłokami szklanymi. Na wielu średniowiecznych katedrach w Europie osiada bród i zanieczyszczenia, dlatego trzeba dużo pieniędzy na czyszczenie i remont, jak np. katedry św. Pawła i Opactwa Westminster w Londynie. Budynki takie jak katedra York Minster w Yorku w północnej Anglii bardzo ucierpiały przez zanieczyszczenie powietrza, występowanie sadzy i gipsowej skorupy na kamieniarce z XVIII w. (Brimblecombe i Camuffo 2003). Wietrzeniu przy zanieczyszczonym powietrzu

podlegały mury w budynkach Uniwersytetu w Oksfordzie wykonanych z wapienia jurajskiego. W XIX w. zanieczyszczenie powietrza w Oksfordzie rosło dramatycznie, a na najstarszych fotografiach z połowy tego stulecia widać, że wiele fasad jest zaczernionych i podlegało eksfoliacji. Gruntowne remonty przeprowadzono w latach 70. XX w., m.in. oczyszczono fasady ze skorupy wietrzeniowej i wymieniono najbardziej zniszczone płyty. Poprawa jakości powietrza i zastosowanie bardziej wytrzymałych zastępczych kamieni nie w pełni uchroniło budowle i nadal miejscami (w pobliżu ruchliwych ulic) zachodzi proces wietrzenia – zaczernienia kamieni wapiennych. Główną przyczyną jest tym razem samochodowy ruch uliczny. Niszczeniu podlegała także bazylika św. Piotra w Rzymie. Smog i inne zanieczyszczenia powietrza spowodowały w ciągu kilku dekad w drugiej połowie XX w. czernienie i dziurawienie wykonanych z wapienia i marmuru posągów. Postać anioła w bazylice św. Piotra wykonana 400 lat temu w krótkim czasie została zaczerniona, dlatego podjęto prace restauracyjne. Także marmurowe posągi, które nie miały jeszcze 100 lat, uległy poważnym zniszczeniom. Chemiczne działanie siarkowego smogu powodowało, że nawet marmur przekształcał się w kruchy, łuszczący się gips. Niszczące działanie kwaśnych deszczy i innych zanieczyszczeń widoczne jest na większości wapiennych budynkach lub ozdobach, np. Organizacji Państw Amerykańskich w Waszyngtonie.

Budynki historycznego centrum Budapesztu wykonane z miocenijskiego, miękkiego i porowatego wapienia (wpisane na listę światowego dziedzictwa UNESCO w 1987 r.) także podlegają wietrzeniu. Zniszczenie budynków wzrosło od 5 do 10 razy w drugiej połowie XX w. ze względu na zanieczyszczenie powietrza i wrażliwość na mróz (Zador 1992). Na powierzchni murów powstały pęcherzyki i łuski wzbogacone przez gips. Po ich usunięciu w latach 1993–2001 zostały odsłonięte mikropęknięcia, które były spowodowane mrozem i zanieczyszczeniem powietrza. Pomimo poprawy jakości powietrza stężenie zawartości dwutlenku siarki jest dwukrotnie większe niż w Londynie. Miękkie wapienie nadal pozostają pod wpływem zanieczyszczeń powietrza, a cykle zamarzania–rozmarzania sprzyjają wietrzeniu. Także kamienie wapienne w wielu cennych zabytkach w Polsce uległy rozwarstwianiu i złuszczeniu wraz z pyłowo-gipsowymi naskorupieniami, np. elewacja kościoła św. Anny w Krakowie zbudowana z wapieni jurajskich.

Niestety bardzo często na murach wielu zabytków zaobserwować można efekty różnych form wietrzenia, w tym czarny nalot o genezie organiczno-chemicznej, gipsowe łuski, wykwit soli i zmianę barwy na bardziej rdzawą lub czerwoną w wyniku utleniania związków żelaza.

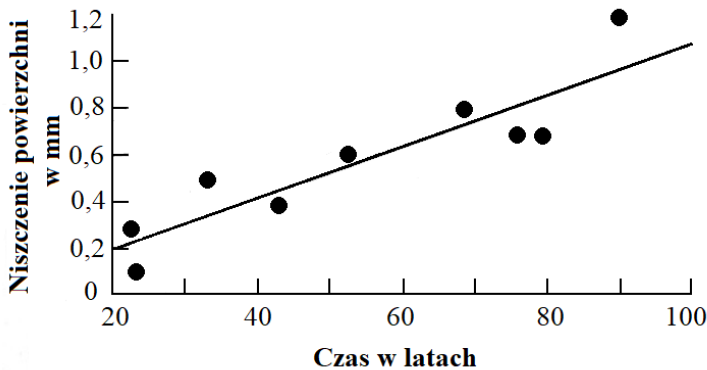
#### 8.4. Tempo wietrzenia kamieni budowlanych

Bardzo trudno jest dokładnie wyliczyć tempo wietrzenia kamieni budowlanych, ponieważ zależy ono od bardzo wielu czynników. Przywołany już przykład losów obelisku „igła Kleopatry” ukazuje rolę np. warunków klimatycznych.



Wykonane z alabastru sumeryjskie figurki wotywnie sprzed 5 tys. lat nie wykazują oznak żadnego wietrzenia, ale ten sam alabaster w warunkach wilgotnych wykazuje nasiąkliwość i mniejszą wytrzymałość.

Obserwacje wietrzenia kamieni nagrobkowych, pomników i budynków kamiennych pozwalają ocenić tempo wietrzenia. Badanie rozpuszczania płyt nagrobnych wykonanych z wapieni i marmurów sugeruje, że solucja zachodzi w czasach historycznych i zależy od warunków klimatycznych. Wietrzenie piaskowców arkozowych przyspieszyło po 1900 r. przypuszczalnie w efekcie wzrostu zanieczyszczenia atmosfery. Z badań wykonanych w USA wynika, że tempo jest różne od 0 do 1,2 mm na 100 lat (ryc. 8.15).



Ryc. 8.15. Tempo niszczenia wapiennych nagrobków

Źródło: na podstawie Eastbrook 1993; Colman 1981.

Badania uszkodzeń marmurowych nagrobków w regionie miejskim Filadelfii wykazują ścisłą zgodność przestrzenną ze stężeniami zanieczyszczeń powietrza. Średnie wskaźniki recesji na górnych płytach nagrobnych są rzędu 3,5 mm na 100 lat w centrum miasta, a na przedmieściach i okolicznych wsiach oddalonych o 20 km średnie tempo wynosi zaledwie < 0,5 mm na 100 lat. Najbardziej szkodliwy wydaje się dwutlenek siarki, o czym świadczy obecność gipsu w ścianach miejskich kamienic. Poprawa jakości powietrza w końcu XX w. prawdopodobnie spowolniła degradację kamienia.

W Londynie przeprowadzono badanie tempa rozpuszczania wapieni tworzących budowle sakralne (balustrady). W latach 1989–1990 wynosiło ono 0,45 mm na rok, a w okresie 1990–2000 zmniejszyło się do 0,025 mm na rok (Trudgill i in. 2001). Można wnioskować, że zmniejszenie tempa związane jest z poprawą jakości powietrza w mieście. Nagrobki marmurowe na cmentarzach niszczone były w tempie 0,14–0,065 mm na 10 lat (Attewell i Taylor 1988). Z ko-

lei ze wstępnych badań niszczenia nagrobków zbudowanych z piaskowca w Łodzi wyliczono tempo procesu na 0,02–0,19 mm na 10 lat (Bronowska 1994).

Zanieczyszczone powietrze wspomaga wietrzenie nie tylko wapieni, ale także innych skał. Dwutlenek siarki może powodować kaolinizację granitów w miejskim środowisku (Schiavion 2007). Na powierzchniach kamiennych wykonanych z granitów, piaskowców i wapieni w wyniku wietrzenia chemicznego powstają różnego rozmiaru zagłębienia, jamki, kieszenie (kawernizacja). Ściany poddawane wietrzeniu tego typu wyglądają jak podziurawione (ryc. 8.16). Szczególnie intensywnie rozwijają się w piaskowcach arkozowych, skałach krystalicznych, rzadziej wapieniach. Powstają one w różnych strefach klimatycznych, ale są związane z określonymi warunkami mikroklimatycznymi (np. panującymi na zacienionych stokach o długich okresach suchości), a ich rozwojowi sprzyjają mgły, rosa oraz zawartość soli w powietrzu. Dość częste są w skałach w obszarach nadmorskich. Jest to efekt selektywnego wietrzenia chemicznego. Zwykle wczesnym rankiem w wyniku skraplania się pary wodnej na cząstkach zanieczyszczeń zawartych w atmosferze powstają krople wody lub rosy. Wynikiem tego jest rozpuszczanie niektórych minerałów w przyspieszonym tempie. W klimacie gorącym rosa powoduje rozpuszczanie chlorków, co sprawia że pH roztworu jest bardzo wysokie – rozpuszczana jest krzemionka.



Ryc. 8.16. Kawernizacja (dziurawienie skały) jako efekt wietrzenia solnego i chemicznego w kamieniu budowlanym na Malcie

Fot. Wołoch, Gaczek 2016.

Zmiany klimatu mogą mieć różny wpływ na wietrzenie chemiczne. Wzrost temperatury i opadów może spowodować wzmożenie tempa tego procesu. W miarę możliwości można próbować redukować zagrożenie wynikające z wietrzenia kamieni budowlanych przez lokowanie nowych struktur osadniczych z dala od stref ze środowiskiem podatnym na wietrzenie solne. Można stosować konserwacje i zapobieganie rozpuszczaniu materiałów budowlanych oraz redukować wrażliwości na wietrzenie w przyszłości, np. poprzez: stosowanie okładów odpornych na rozwój kryształów soli; wzmacnianie i naprawę kamieniarki; użycie materiałów impregnujących (warstw impregnujących) przed zanieczyszczeniami i solą, wilgocią na uszkodzeniach powierzchni; opracowanie materiałów ulepszających elastyczność. Z badań wynika, że konserwacja jest cztery razy bardziej opłacalna niż wymiana kamienia budowlanego (Wedekind i in. 2011).

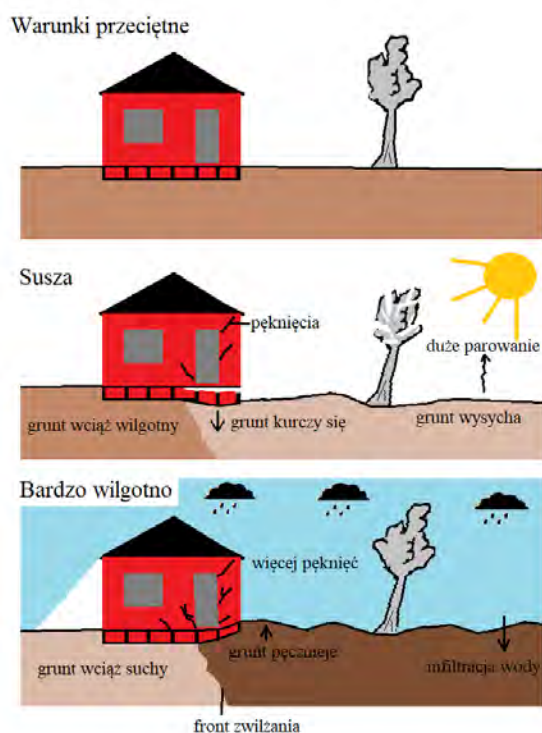
Wiedza o mechanizmach procesów wietrzenia powinna być wykorzystywana do określania trwałości materiałów skalnych użytych do celów budowlanych, diagnozowania przyczyn niszczenia tych materiałów oraz wyboru technik konserwatorskich. Do skał całkowicie odpornych na niszczące działanie atmosfery przemysłowej należą skały magmowe (bazalt, andezyt, granit, gabro), gnejsy, łupki krystaliczne i kwarcyty niepolerowane, ponieważ nie podlegają niszczeniu w środowisku o zawartości dwutlenku siarki w przedziale 10–200 mg/m<sup>3</sup>. Do skał średnio odpornych należą skały magmowe polerowane, piaskowce o lepszemu krzemionkowym, a ulegają niszczeniu w środowisku o zawartości dwutlenku siarki 0,5–10 mg/m<sup>3</sup>. Z kolei skały mało odporne (marmury, wapienie, dolomity, pozostałe piaskowce) podlegają niszczeniu w środowisku o zawartości do 0,5 mg/m<sup>3</sup> dwutlenku siarki (Racinkowski i Coufal 1999). Do budowy murów przeciwpowodziowych, ochrony mostów, czyli wszędzie tam, gdzie jest kontakt z wodami, wykorzystywane są odporne na wietrzenie skały magmowe, metamorficzne (kwarcyty, gnejsy i łupki krystaliczne) i osadowe (piaskowce i niektóre zlepieńce).

### **8.5. Wpływ wietrzenia na zmniejszenie nośności podłoża budowlanego**

Naruszenie wytrzymałości i zmniejszenie nośności gruntów może być związane z dwiema głównymi przyczynami: cechami gruntu i zmianami warunków hydrogeologicznych. Wietrzenie większości skał jest na tyle małe, że nie ma dużego wpływu na nośność gruntów. Wyjątkiem są tu utwory spoiście (iły, lessy), które ulegają dużym przekształceniom pod wpływem wody i zamarzania. Utwory te posiadają bardzo różnorodne i swoiste właściwości. Iły są gruntami pochodzenia wodnego, charakteryzują się najdrobniejszym składem granulometrycznym, a ich cechy mechaniczne zależą od zawilgocenia. Po nasiąknięciu wodą stają się plastyczne, a wtedy ich wytrzymałość jest znikoma. Lessy z kolei należą do najbardziej drobnoziarnistych utworów pochodzenia eolicznego. Są to pyły

o średnicy 0,005–0,03 mm składające się głównie z kwarcu i węgla wapnia. Skała posiada duże pory. Plastyczność lessów gwałtownie wzrasta pod wpływem zawilgocenia i nawodnienia. Są to grunty przepuszczalne i jednocześnie wodochłonne. Najmłodsze lessy są najbardziej niebezpieczne. Ich wytrzymałości w stanie plastycznym jest minimalna. Oba rodzaje gruntów (iłowe i lessowe), gdy są zawilgocone, ulegają pod obciążeniem znacznym deformacjom.

Budynki posadowione płytko na ilastym podłożu ulegają różnym przemieszczeniom w swych częściach na skutek skurczu i pęcznienia ilów. Warstwa gruntu w suchej i gorącej porze roku, zwłaszcza gdy podlega nasłonecznieniu, wysycha na skutek odparowania wody do głębokości 2,0 m, a nawet głębiej. Przy wysychaniu skały ilaste w znacznym stopniu zmniejszają swoją objętość (kurczą się), w rezultacie czego tworzą się szczeliny, same zaś skały stają się bardziej kruche. Z kolei przy nawodnieniu grunt pęcznieje. Fundamenty założone w strefie działania tych procesów ulegają odkształceniu, co z kolei pociąga za sobą uszkodzenie górnych części budynku (ryc. 8.17).



Ryc. 8.17. Schemat przedstawiający wpływ naprzemiennego wysychania i nawilżania gruntów ilastych na zabudowę

Źródło: opracowanie własne.

Podobnie zachowują się grunty lessowe, z tym że w przypadku wzrostu zawilgocenia struktura gruntu ulega przemianom, następuje szybka utrata wytrzymałości pociągająca za sobą nierównomierne osiadanie poszczególnych części budynku lub zapadanie fundamentów, a w konsekwencji tworzenie się rys i spękań w murach oraz innych elementach konstrukcyjnych budynku. Dodatkowo lessy są podatne na rozmywanie i sufozję. Suche lessy są wytrzymałe, a wilgotne – podatne na odkształcenia (gwałtowne osiadanie bez przyrostu obciążenia). W Polsce intensywnie zabudowane jest zaledwie 6% powierzchni lessów ze względu na małą nośność podłoża dla ciężkich budowli. W Sandomierzu warstwa o miąższości 3–4 m jest podatna na zmiany wilgotnościowe.

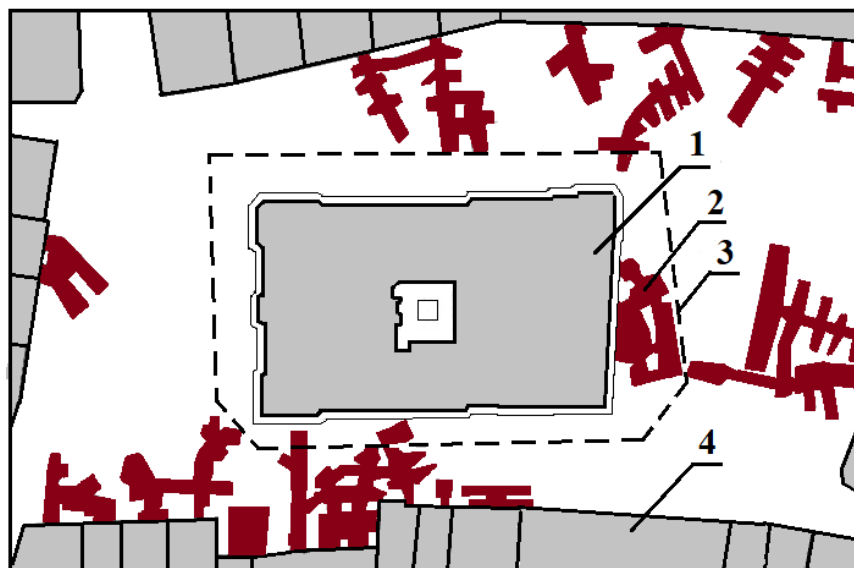
Nadmierne nawilgocenie gruntów następuje nie tylko w wyniku naturalnych długotrwałych opadów atmosferycznych, ale także w związku ze spiętrzeniem wód w cieku przy nie szczelności sieci kanalizacyjnej i wodociągowej.

Na osłabienie nośności gruntów mają wpływ także zmiany warunków hydrogeologicznych na skutek zachodzących przeobrażeń w przyrodzie, ale bardzo często także świadomej i nieświadomej działalności człowieka. Do szczególnie niebezpiecznych, wpływających destrukcyjnie na podłoże, należy obniżenie zwierciadła wód gruntowych i zmiana kierunku ich przepływu. W pierwszym przypadku zjawisko występuje najczęściej na skutek przemian zachodzących w stosunkach wodnych w sąsiedztwie budowli w związku np. z regulacją rzeki. Zmiana stosunków wodnych lub wilgotnościowych wpływa bardzo niekorzystnie na własności wytrzymałościowe podłoża pod fundamentami. W wielu gruntach na skutek przepływu wód lub ich oscylacji następuje wypłukanie drobnych i pylastych części. Proces ten pociąga za sobą zmiany struktury gruntów i w następstwie utratę początkowej wytrzymałości. Czasem piwnice pod zabudową, wypełnione wodą, mogą powodować osiadanie gruntu. Przykładowo w centrum Kłodzka osiadał budynek ratusza posadowiony na utworach lessów o miąższości 12 m. Poniżej tej warstwy zalegają osady piaszczysto-żwirowe. Próby ratowania budynku podejmowano wielokrotnie, a zahamowanie procesu niszczenia przyniosło dopiero otoczenie budynku szczelną ścianką, wykonaną ze stalowych kształtowników typu Larsena (ryc. 8.18). Ściankę wybudowano w odległości ok. 5 m od zewnętrznego obrysu murów, przebijając się przez warstwę lessową aż do stałego podłoża i w ten sposób odizolowano grunt pod budynkiem od wpływu wód, a jednocześnie uniemożliwiono jego przesuwanie się na boki przy odkształceniach pod obciążeniem (Borusiewicz 1985).

Nie tylko sama woda osłabia nośność skał ilastych, ale także proces wietrzenia mrozowego, który prowadzi do gromadzenia się wilgoci w strefie przemarzania i tworzenia się lodowych soczewek. Przy topnieniu lodu powstają przestrzenie wypełnione jedynie wodą, co sprawia, że skała traci swoją uprzednią wytrzymałość. Pod wpływem zamarzania i odmarzania powstają w gruncie znaczne odkształcenia, co bardzo niekorzystnie odbija się na fundamentach i podziemnych częściach konstrukcji budowli. Proces narastania soczewek lodowych w gruncie jest także przy-

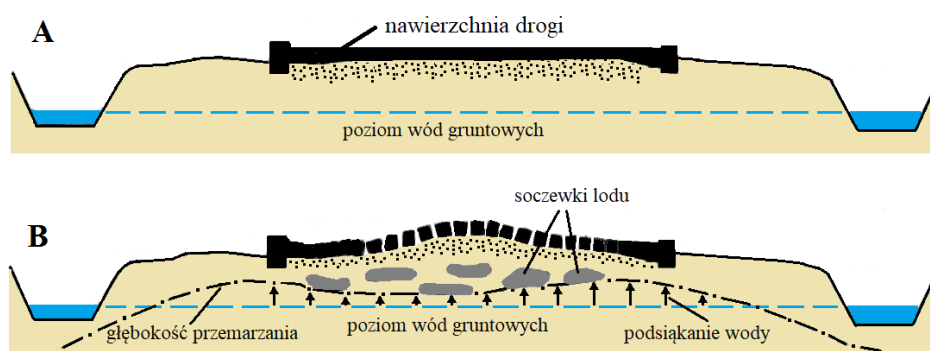


czyną strat, szczególnie w budownictwie drogowym. Narastające soczewki lodowe powodują niszczenie i pęknięcie nawierzchni żle przygotowanej drogi (ryc. 8.19).



Ryc. 8.18. Schemat zabezpieczenia ratusza w Kłodzku  
1 – rzut budynku ratusza, 2 – podziemne wyrobiska, 3 – ścianka szczelna typu Larsena, 4 – zabudowa pierzei rynku

Źródło: na podstawie Borusiewicz 1985.



Ryc. 8.19. Skutki zamarzania wody w gruntach ilastych na przykładzie drogi  
A – równa powierzchnia drogi przed wystąpieniem zamarzania, B – popękana i wniesiona powierzchnia drogi w wyniku zamarzania wody w postaci soczewek lodowych w gruntach ilastych

Źródło: opracowanie własne.

Duże nośności są wymagane dla szczególnie wysokich budowli lub ciężkich zapór. W przypadku naruszenia przyrodniczych właściwości podłoża zagadnienia techniczne sprowadzają się do przede wszystkim do stabilizacji samego gruntu, a często do sztucznego wzmocnienia. Zabezpieczenia budowli przy ruchach podłoża i terenu w większości związane są z niezwykle skomplikowanym tokiem postępowania i wymagają nie tylko przeprowadzenia żmudnych prac badawczych, ale i przy opracowaniu koncepcji konstrukcyjnej – współpracy specjalistów z kilku dziedzin wiedzy, a zwłaszcza konstrukcji budowlanych, fundamentowania i geologii. Skąły spoiste (ilaste niezwiązłe) są bardzo wrażliwe na wietrzenie mrozowe, a niekiedy na procesy rozmakania i wysychania. Regułą jest, że świeża zwietrzelina chemiczna ze względu na dużą zawartość minerałów ilastych jest bardzo ściśliwa i wrażliwa na zwilgotnienie i wysychanie. Dlatego na ogół nie nadaje się do bezpośredniego posadowienia na niej obiektów. Szczególnie niebezpieczne jest posadowienie obiektów częściowo na zwietrzelinie, a w części na skale niezwiertzałej.

## 9. PODSUMOWANIE

Intensywny rozwój obszarów zurbanizowanych przyczynia się do zajmowania nowych terenów pod zabudowę, czasem zupełnie nieprzydatnych ze względu na dynamiczne procesy przyrodnicze. Wszystkie procesy geodynamiczne są zagrożeniem, lub są postrzegane jako zagrożenie. Procesami geomorfologicznymi rządzą prawa przyrody, człowiek nie jest w stanie ich zmienić ani ustanowić nowych, ale swoją działalnością może wpłynąć na intensywność niektórych z nich. Każdy z procesów geodynamicznych ma inne uwarunkowania, zasięg i przebieg, w różnym stopniu poddaje się także ingerencji antropogenicznej (tab. 9.1). Analizowane w pracy procesy można przydzielić do dwóch grup pod względem uwarunkowań: procesy endogeniczne i egzogeniczne. Do procesów kształtowanych przez siły endogeniczne (wewnętrzne), gdzie siłą sprawczą jest ciepło wnętrza Ziemi i ruch materii ziemskiej związany z cyrkulacją tego ciepła, należą trzęsienia ziemi i wybuchy wulkanów. W tym przypadku antropogeniczne przekształcenie przebiegu procesów nie jest możliwe. Do procesów pozostających poza możliwością antropogenicznej modyfikacji należą także tsunami – fale oceaniczne, ale generowane przez podwodne trzęsienia ziemi i wybuchy wulkanów. Pozostałe opisane procesy należą do grupy egzogenicznych, czyli zależnych od zjawisk zachodzących w atmosferze. Skala oddziaływania człowieka na te procesy jest różna, od niewielkiej i pozytywnej, np. wymuszanie akumulacji piasku na wybrzeżu morskim, zapobieganie małym osuwiskom, po ogromne przekształcenia procesów fluwialnych w mieście. Są też działania generujące procesy negatywnie wpływające na zagospodarowane obszary zurbanizowane, np. przyśpieszenie obiegu wody w obszarach krasowych i osiadanie terenów, podcinanie zboczy i generowanie niebezpiecznych osuwisk.

Skala antropogenicznego oddziaływania na procesy geodynamiczne i zakres inżynierskich prac zabezpieczających zależą głównie od możliwości wyznaczenia miejsc występowania procesu w terenach zurbanizowanych, czyli stref zagrożonych.

Trzęsienia ziemi należą do najgroźniejszych procesów geodynamicznych w obszarach zurbanizowanych w strefach sejsmicznych. Człowiek nie może w żaden sposób osłabić ich siły i nie może spowodować przesunięcia położenia epicentrum – o tym wszystkim decyduje natura. Nie można także dokładnie przewidzieć miejsca kolejnego trzęsienia ziemi, tym bardziej że miasto może uciepieć nawet podczas trzęsienia z epicentrum oddalonym o dziesiątki kilometrów.

Tabela 9.1. Skala antropogenicznego oddziaływania na procesy geodynamiczne w obszarach zurbanizowanych i sposoby zabezpieczenia przed zagrożeniem

Proces geodynamiczny	Dokładne wyznaczenie miejsc występowania procesu w terenach zurbanizowanych, czyli strefy zagrożenia	Antropogeniczne przekształcenie procesu w obrębie terenu zurbanizowanego	Inżynierskie zabezpieczenia	Pozainżynierskie sposoby zabezpieczenia przed zagrożeniem
Trzęsienie ziemi	Nie jest możliwe	Nie jest możliwe	Wzmacnianie i modernizacja starszych budynków; używanie odpowiednich materiałów i konstrukcji w nowych budynkach	Monitoring terenów zurbanizowanych w strefach sejsmicznych; odpowiednie przepisy budowlane dla nowych budynków; planowanie drogi ewakuacji; przygotowanie służb ratunkowych i łączności; edukacja społeczeństwa
Procesy wulkaniczne	Przy wulkanach obecnie czynnych jest możliwe wyznaczenie zasięgu procesów bezpośrednich (spływu lawy i laharów). Wyznaczenie zasięgu oddziaływania pośredniego nie jest możliwe	Nie jest możliwe	Sporadycznie bariery i zapory przekierowujące spływ laharów lub lawy	Monitoring wulkanów aktywnych w sąsiedztwie terenów zurbanizowanych i system ostrzegania; odpowiednie zagospodarowanie terenów zagrożonych; edukacja społeczeństwa w strefach zagrożenia

Fale tsunami	W przypadku powtarzających się zdarzeń jest możliwe	Nie jest możliwe	W małym zakresie ściany zabezpieczające na plaży	System prognozowania i ostrzeżenia w niektórych obszarach
Procesy na wybrzeżu morskim	Jest możliwe	W ograniczonym zakresie, głównie lokalnie wymuszenie akumulacji	Ogromna skala ochrony brzegów abrazyjnych: ostrogi, fałochrony, mury oporowe, progi podwodne, narzut kamienny itd.	Właściwe zagospodarowanie i planowanie przestrzenne.
Procesy krasowe – rozwój lejów i osiadanie gruntów	W ograniczonym zakresie jest możliwe wyznaczenie stref zagrożonych	Przyspieszenie obiegu wody powoduje przyspieszenie procesu rozpuszczania	Poprawa struktury gruntu w obszarach zabudowanych, np. wypełnianie płytkich podziemnych pustek	Właściwe zagospodarowanie i planowanie przestrzenne. Monitorowanie osiadania gruntu. Ciągłe jeszcze zbyt rzadko wykorzystywane z powodu szybkich zmian
Osiadanie terenów wskutek poboru wód podziemnych	Częściowo jest możliwe	Proces uwarunkowany antropogenicznie w sprzyjających warunkach hydrogeologicznych	Pompowanie wody do gruntu	Wprowadzane są pewne ograniczenia wznoszenia nowej zabudowy i monitoring poziomu wód podziemnych
Procesy fluwialne	Jest możliwe	Duży wpływ, głównie poprzez skanalizowanie i szybkie odprowadzenie wody	Ogromne przekształcenia np. obudowanie koryt rzek dużych i ukrycie w podziemnych kanałach małych rzek. Budowa różnych obwałowań	Monitorowanie stanów wód; planowanie wykorzystania terenów międzywala
Powódź miejska	Jest możliwe	Proces generowany antropogenicznie	Powstają dopiero pierwsze sposoby ograniczania, np. małe zbiorniki retencyjne, tworzenie małych terenów zieleni	Nowy proces i miasta dopiero dostosowują planowanie, ważne opracowanie zagospodarowania wód opadowych, zielona infrastruktura



Tabela 9.1.cd

Proces geodynamiczny	Dokładne wyznaczenie miejsc występowania procesu w terenach zurbanizowanych, czyli strefy zagrożenia	Antropogeniczne przekształcenie procesu w obrębie terenu zurbanizowanego	Inżynierskie zabezpieczenia	Pozainżynierskie sposoby zabezpieczenia przed zagrożeniem
Ruchy masowe/osuwiska	Jest możliwe	Zwykle podcięcie i obciążenie stoku przez człowieka wzmacnia proces. W bardzo ograniczonym zakresie możliwe osłabienie małego osuwiska	Duże i różnorodne, zwykłe mury oporowe	Monitorowanie największych osuwisk, ciągłe jeszcze niedostateczne planowanie przestrzenne
Wietrzenie	Jest możliwe	Ograniczony, wzmożenie procesu chemicznego wietrzenia	Odpowiednie przygotowanie fundamentów, czasem zabezpieczenia kamienia	Brak

Źródło: opracowanie własne.

Jedyną możliwością są działania mające na celu ograniczenie strat społecznych i ekonomicznych. To nie trzęsienie ziemi zabija ludzi, ale rozsypujące się budynki, czyli elementy wytworzone przez człowieka. Jedynym wyjściem jest poprawa jakości budownictwa. Dlatego jednym z priorytetów jest inwestowanie w lepsze budowanie zgodnie z odpowiednimi przepisami i przede wszystkim materiałami, a także modernizacja i przebudowa istniejących struktur budowlanych. Jak i z czego wznoszone są budynki – to sprawa najważniejsza w obszarach sejsmicznych i odgrywa ważną rolę w zmniejszaniu liczby ofiar. Odpowiednie zasady urbanistyczne mogą złagodzić zakres strat i pomóc w przetrwaniu kataklizmu. Bardzo ważna jest także organizacja odpowiednich służb ratunkowych i łączności, przygotowanie procedur postępowania podczas kataklizmu i edukacja społeczeństwa.

Procesy wulkaniczne także uwarunkowane są przez czynniki pozostające poza możliwością oddziaływania/modyfikacji przez człowieka. Należą do najbardziej złożonych procesów geodynamicznych i bardzo trudne jest przewidywanie erupcji wulkanów drzemiących. Można jednak dosyć dokładnie wskazać zasięg bezpośredniego oddziaływania współcześnie czynnych wulkanów, ale największym problemem jest pogodzenie dwóch elementów: ograniczenie ryzyka zagrożenia poprzez nieużytkowanie terenów zagrożonych i utratę zysków ekonomicznych wynikających z uprawy wyjątkowo żyznych gleb, korzystania z wód geotermalnych i innych surowców. Największym zagrożeniem dla obszarów zurbanizowanych są spływy piroklastyczne i lahary. Dodatkowo lahary mogą powstawać nawet do kilku lat po erupcji, podczas wyjątkowo dużych opadów, np. monsunowych. Trudno jest przewidzieć dokładnie termin groźnej erupcji wulkanu, szczególnie tego, który dłużej drzemał. Ocena zagrożenia w połączeniu z odpowiednim planowaniem przestrzennym powinna być podstawą strategii ograniczania strat w obszarach zurbanizowanych. Inżynierskie zabezpieczenia w zakresie zejścia wtórnych laharów są czasem stosowane, ale dla laharów powstających w czasie wybuchu są one mniej użyteczne.

Kolejnym procesem, na przebieg którego człowiek nie ma wpływu, są tsunami generowane przez podziemne trzęsienia ziemi i wybuchy wulkanów. Nie ma także możliwości zbyt dużego zabezpieczenia poza budową ścian lub murów oporowych na najczęściej nawiedzanych fragmentach wybrzeża.

Procesy na wybrzeżu generowane są przez falowanie, ale można dokładnie wskazać w granicach miasta zasięg abrazji, dlatego podejmowane są różnorodne prace inżynierskie mające na celu osłabienie jej intensywności. Wiele odcinków wybrzeży w miastach jest zabetonowanych. Wybudowane zabezpieczenia czasami skutecznie chronią brzeg morski, a w innym przypadku nie pomagają, a nawet przynoszą niezamierzone szkody i dewastację sąsiednich brzegów. Z doświadczeń wielu dziesiątków lat wznoszenia przez człowieka różnorodnych konstrukcji na brzegu morskim wynika, że zapoczątkowują one łańcuch procesów przyczyniających się do powstania nowych problemów. Pomimo ogromnego postępu

technicznego projektowanie i wykonawstwo budowli na morskim brzegu nadal łączy się ze znacznie większym ryzykiem niż w innych dziedzinach. Prace te wzmagają się dodatkowo w ostatnich dziesięcioleciach w związku z podnoszeniem się poziomu oceanu łączonym z efektem globalnego ocieplenia oraz intensyfikacją procesów abrazji.

W obszarach krasowych zbudowanych z wapieni procesy rozpuszczania, rozwoju lejów krasowych i osiadania gruntów są naturalne, jednak w ostatnich dziesięcioleciach przybrały one na sile ze względu na przyspieszony obieg wody wywołany przez nadmierny pobór wód podziemnych w obszarach zurbanizowanych. To z kolei sprzyja rozwojowi lejów i powstawaniu zapadlak na powierzchni terenów zurbanizowanych. Procesy mają skomplikowany przebieg, ponieważ nie znamy dokładnych dróg podziemnego krążenia wód, a to one są tutaj najważniejsze. Nasilenie osiadania lub zapadania gruntu w wyniku poboru wód i obniżania zwierciadła wód podziemnych występuje także w terenach krasu zakrytego, a wyznaczenie miejsc rozwoju kolejnego leja jest tutaj wyjątkowo trudne. Dlatego ważne jest wyznaczenie potencjalnych stref zagrożenia i odpowiednie zagospodarowanie oraz planowanie przestrzenne.

Osiadanie terenów zurbanizowanych wskutek poboru wód podziemnych jest nowym procesem całkowicie generowanym przez działalność człowieka. Ograniczenie tempa tego procesu jest bardzo trudne, ale podejmowane są przez władze miejskie różne prace w tym kierunku, a przede wszystkim zaprzestanie wydobywania (zamykanie studni w obrębie miasta) i w dalszej kolejności pompowanie wody do gruntu w miastach najbardziej zagrożonych. Wprowadzane są także zakazy budowy wieżowców w najbardziej narażonych obszarach. Wszystkie prace są bardzo kosztowne. W przypadku tego procesu bardzo wyraźnie widać różnicę między geologiczną skalą odbudowy zasobów wód podziemnych a górniczą skalą wydobywania tych wód.

Doliny rzeczne i kształtujące je procesy fluwialne należą do najbardziej przekształconych pod wpływem działalności człowieka w obszarach zurbanizowanych (tab. 9.1). Zasięg procesów fluwialnych był łatwy do wyznaczenia, a skala procesów możliwa do technicznego przekształcenia, dlatego w miastach procesy zachodzą już pod dyktando struktur wybudowanych przez człowieka. Skala przekształcenia, modelowania procesów fluwialnych, ukształtowania koryta rzeczno- i terenów dolinnych jest tak ogromna, że rzeka jest zupełnie inaczej postrzegana – nie jako zagrożenie, ale szansa w rewitalizacji terenów miejskich itd. To w przypadku rzeki mówi się o znaczeniu ekologicznym i ochronie – wszystko jednak pod kontrolą człowieka.

Nowym zjawiskiem, które rozwinęło się w obrębie uszczelnionych powierzchni i związane jest dodatkowo z niewydolnością systemów kanalizacyjnych, jest tzw. powódź miejska. Dotychczasowe sposoby gospodarowania wodami opadowymi na terenach zurbanizowanych, wykorzystujące klasyczne systemy kanalizacji deszczowej, nie pozwalają na skuteczne przeciwdziałanie tym nega-

tywnym zjawiskom. W ramach podejścia zrównoważonego próbuje się rozwiązać problemy gospodarowania wodami opadowymi w mieście za pomocą terenów zieleni i kształtowania tzw. zielonej infrastruktury.

Osuwiska występujące na stokach o większym nachyleniu są skutkiem procesu, którego zasięg jest możliwy do wyznaczenia w obszarach zurbanizowanych. Proces jest niestety często efektem działalności człowieka. W niektórych obszarach osuwiska pojawiły się dopiero po zasiedleniu. Sposoby zabezpieczeń inżynierskich są dosyć proste, ale chronią zabudowę tylko przed małymi osuwiskami, przy dużych są nieskuteczne. W niektórych obszarach aktywne osuwiska są monitorowane, a tereny zabezpieczane murami oporowymi, ale niestety trudno jest przeforsować plany zagospodarowania wyłączające zabudowę z tych zagrożonych stoków.

Wietrzenie skał należy do powszechnych procesów, ale z natury bardzo powolnych, dlatego zwykle ignorowanych. Niszczenie budynków z biegiem czasu jest oczywiste i nieuniknione. W obszarach zurbanizowanych w wyniku zanieczyszczenia atmosfery w drugiej połowie XX w. bardzo przybrało na sile wietrzenie chemiczne. Największym wrogiem murów budynków jest woda, dlatego głównie z tego względu prowadzone są pewne zabezpieczenia.

Tam, gdzie nie można wyznaczyć dokładnego zasięgu oddziaływania procesu i tym samym zagrożenia (trzęsienie ziemi, wulkanizm, tsunami), większe znaczenie mają systemy monitorowania i ostrzegania oraz dobre planowanie przestrzenne. W przypadku trzęsienia ziemi najważniejsze jest właściwe, dostosowane do środowiska budownictwo oraz zasady urbanistyczne, a także zapewnienie odpowiedniej akcji ratowniczej.

Tam, gdzie można wyznaczyć dokładnie zasięg oddziaływania procesów geodynamicznych, czyli stref zagrożenia, podejmowane są inżynierskie prace zabezpieczające, a dotyczy to głównie procesów: fluwialnych, osuwiskowych i abrazji na wybrzeżu. Nie oznacza to jednak stabilizacji procesów, ale przeniesienie zagrożenia na tereny sąsiednie. Szczególnie intensywnie przekształcone są procesy w rzekach – fluwialne. Dlatego rzeka traktowana jest jako ważny element urbanistyczny – często jest symbolem, a nie tylko miejscem spływu wód.

W przebiegu wszystkich procesów geodynamicznych uwarunkowanych egzogenicznie woda ma różnorodne, ale zawsze bardzo duże znaczenie, dlatego zmiany klimatu, a szczególnie zmiany wielkości opadów, będą miały wyjątkowo istotny wpływ na te procesy także w obszarach zurbanizowanych. Globalne ocieplenie klimatu od końca XX w. powoduje wzrost temperatury powietrza oraz topnienie łądolodów i wzrost poziomu oceanu, a taki proces będzie wzmagał abrazję na wybrzeżu także w miastach. Ten wzrost poziomu morza nie jest niczym nowym w historii, ale w ostatnim tysiącleciu poziom oceanu był relatywnie stały. Zatem nasilanie się procesów abrazyjnych powinno być traktowane jako zjawisko oczekiwane, które będzie miało wpływ na obszary zurbanizowane.

O ile dosyć łatwo wyliczyć tendencje zmian temperatury, to zdecydowanie trudniej przewidzieć zmiany w wielkości opadów, ponieważ korelacja pól opadowych jest dużo mniejsza niż temperatury. W konsekwencji opady i towarzyszące zmiany hydrologiczne muszą być analizowane w skalach regionalnych (Bradley 2008), także zagrożenie procesami geodynamicznymi powinno być rozważane oddzielnie dla poszczególnych stref klimatycznych, a nawet regionów. W prognozach zmian klimatu podkreślana jest wzrastająca zmienność warunków pogodowych z roku na rok (Kozuchowski 2011; Wibig 2012). To właśnie ta cecha klimatu powinna być szczególnie ważna przy planowaniu strategii zarządzania procesami geodynamicznymi. Ocenia się, że zmiany klimatu w XXI w., w tym wzrost nawałnych opadów, mogą spotęgować zjawisko miejskich powodzi. Osuwiska, które zazwyczaj uruchamiane są przez duże deszcze, mogą zagrażać zwykle peryferiom miast. Trudno jest jednoznacznie wskazać tendencje w obszarach krasowych, ale można przypuszczać, że także będą nasilały się lokalnie procesy rozpuszczania wapieni i osiadania gruntu.

Czasem w opracowaniach dotyczących zagospodarowania przestrzeni pojawia się stwierdzenie, że w XXI w. ważna będzie przede wszystkim ekologia, a nawet ład ekologiczny (np. Izdebski 2013), wskutek czego ład przestrzenny i zrównoważony rozwój powinny być traktowane jako jedna wspólna wartość i cel składający się na interes publiczny w sferze planowania i zagospodarowania przestrzennego. Coraz częściej pojawia się w różnych dokumentach prawo człowieka do środowiska przyjaznego, zdrowego i zrównoważonego ekologicznie jako prawo podstawowe, nawet w konstytucjach niektórych państw. Analizując pod tym kątem procesy geodynamiczne w przestrzeni zurbanizowanej, należy stwierdzić, że poza zabezpieczeniami inżynierskimi, tak charakterystycznymi dla XX w., konieczne jest inne podejście – najlepszym sposobem wykorzystania środowiska i jednocześnie ochrony mieszkańców jest odpowiednie planowanie przestrzenne z wykorzystaniem najnowszej wiedzy naukowej.



## SPIS ILUSTRACJI I TABEL

Ryc. 2.1.	Elementy trzęsienia ziemi – położenie hipocentrum i epicentrum .....	16
Ryc. 2.2.	Zasięg wstrząsów i drgań podczas trzęsienia ziemi, przykład z Chile 2010 r. ....	17
Ryc. 2.3.	Rozkład uskoków i kierunku przemieszczeń gruntu podczas trzęsienia ziemi w regionie Kanto w Japonii 1 września 1923 r. ....	18
Ryc. 2.4.	Historycznie aktywne systemy uskokowe południowej Kalifornii i epicentra ważniejszych trzęsień ziemi z ostatnich dwóch stuleci .....	23
Ryc. 2.5.	Związek trzęsień ziemi w Turcji z przebiegiem uskoków .....	24
Ryc. 2.6.	Zniszczone budynki w centrum Amatrice w środkowych Włoszech, 24.08.2016 r. ....	29
Ryc. 2.7.	Magnituda w skali Richtera głównych trzęsień ziemi powodujących zniszczenia i straty w miastach w trzech obszarach: A – w Japonii, B – w rejonie Morza Śródziemnego, C – w Stanach Zjednoczonych, pominięto niektóre trzęsienia ziemi na Alasce .....	32
Ryc. 2.8.	Trzęsienia ziemi są niezależne od człowieka, ale możliwa jest pewna działalność mogąca ograniczyć straty bezpośrednie i pośrednie spowodowane wstrząsami. ....	35
Ryc. 2.9.	Zasięg falowania wiatrowego i tsunami na wybrzeżu .....	39
Ryc. 2.10.	Tsunami zalewająca zabudowę w Natori w Japonii 2011 .....	40
Ryc. 2.11.	Ściana o wysokości 14 m chroniąca nisko położone części wybrzeża przed tsunami w Japonii. ....	43
Ryc. 3.1.	Przekrój przez wulkan i główne procesy wulkaniczne .....	47
Ryc. 3.2.	Spływ piroklastyczny z wulkanu Soufriere na wyspie Montserrat .....	54
Ryc. 3.3.	Zasięg spływu błotnego – laharu z wulkanu Nevado del Ruiz (Kolumbia) 13 listopada 1985 r., który spowodował zagładę miasteczka Armero .....	56
Ryc. 3.4.	Fragment miasta Plymouth pogrzebany pod osadami laharu w 1997 r. ....	57
Ryc. 3.5.	Miasto Goma przykryte warstwą lawy o miąższości 1,5 m w 2002 r. ....	60
Ryc. 3.6.	Redukcja ryzyka związanego z laharem .....	64

Ryc. 4.1.	Główne typy strefy brzegowej.....	70
Ryc. 4.2.	Deformacja fal oscylacyjnych w translacyjne w związku z wypłycaaniem dna morskiego.....	73
Ryc. 4.3.	Wzrost poziomu morza powoduje wzrost tempa abrazji wybrzeża.....	75
Ryc. 4.4.	Procesy kształtujące plażę.....	77
Ryc. 4.5.	Zabudowa usytuowana wzdłuż plaży – umocniona droga oddziela piaski plażowe od zabudowy.....	79
Ryc. 4.6.	Zabudowany pas starszych wydm – wymuszana akumulacja piasku w obrębie wydm młodszych poprzez nasadzenia traw, wznoszenie płotków lub siatki.....	80
Ryc. 4.7.	Lokalizacja osiedli nadmorskich w typowych układach topograficznych na polskim wybrzeżu.....	81
Ryc. 4.8.	Piaszczyste zasy na chodniku i ulicy w obrębie fragmentu miasta zbudowanego na przybrzeżnym pasie wydmowym... ..	82
Ryc. 4.9.	Rozwój wysp barierowych.....	84
Ryc. 4.10.	Domy wybudowane są na wydmach, a tarasy na palach wybitych już w plażę.....	87
Ryc. 4.11.	Domy wzniesione na wydmach – w celu stabilizacji piasków, powierzchnie wydm obsadzone są trawami, wybudowano także drewniane ścieżki.....	87
Ryc. 4.12.	Zabudowana wyspa barierowa w Atlantic City.....	89
Ryc. 4.13.	Wysokie fale sztormowe zalewają prawie całą powierzchnie wyspy barierowej i powodują straty w zabudowie w Atlantic City.....	89
Ryc. 4.14.	Etapy abrazji i cofania klifu.....	92
Ryc. 4.15.	Przykłady tempa cofania się klifu w zależności od materiału.....	93
Ryc. 4.16.	Wysoki i stromy stok górski podcinany w skutek abrazji, a w jego niższej, łagodniejszej części powstało miasto, np. miasteczka w Cinque Terra we Włoszech.....	94
Ryc. 4.17.	Rozwój przestrzenny miasteczka położonego na klifie oraz rozkład energii w postaci fal zbliżających się do nieregularnej linii brzegowej.....	95
Ryc. 4.18.	Miasto Azenhas do Mar w Portugalii wzniesione na wysokim klifie zbudowanym z piaskowca.....	97
Ryc. 4.19.	Skalki wapienne na wybrzeżu miejskim w Tunezji.....	97
Ryc. 4.20.	Budynek kościoła Højerup w Danii na krawędzi klifu zbudowanego z kredy piszącej w spągu i wapieni w stropie.....	98
Ryc. 4.21.	Geodynamiczne typy klifów wybrzeża Polski.....	100
Ryc. 4.22.	Cofanie klifu zbudowanego z gliny zwałowej w wyniku abrazji i losy kościoła w Trzęsaczu wybudowanego w XV w. ....	101
Ryc. 4.23.	Drewniane kładki wybudowane na wydmach chronią rozwijające się trawy, które sprzyjają stabilizacji piasku.....	103

Ryc. 4.24.	Zmiany zachodzące na brzegu morskim pod wpływem działania różnych budowli inżynierskich.....	104
Ryc. 4.25.	Prace sprzyjające gromadzeniu piasku na plaży w Kołobrzegu. Na pierwszym planie dowóz piasku, a na drugim drewniane ostrogi wymuszające akumulację .....	104
Ryc. 4.26.	Tymczasowe zabezpieczenia odcinków wybrzeża przez mury oporowe.....	106
Ryc. 4.27.	Przykład zaburzenia procesów przybrzeżnych w wyniku wybudowania falochronu i pirsu tworzących port jachtowy w Santa Barbara.....	107
Ryc. 5.1.	Przyczyny osiadania gruntów w obszarach zurbanizowanych	109
Ryc. 5.2.	Strefy hydrologiczne w obszarach krasowych.....	112
Ryc. 5.3.	Główne typy lejów krasowych.....	114
Ryc. 5.4.	Lej krasowy na Florydzie wśród domów jednorodzinnych...	118
Ryc. 5.5.	Rozwój lejów w pokrywie skał niekrasowiejących wskutek obniżenia zwierciadła wód podziemnych – kras reprodukowany .....	119
Ryc. 5.6.	Zagłębienie krasu reprodukowanego na Wyżynie Wieluńskiej ..	120
Ryc. 5.7.	Sufozja mechaniczna (A) i sufozja chemiczna (B).....	121
Ryc. 5.8.	Uszkodzona rura kanalizacyjna przyczyną procesów sufozji i rozwoju zapadliska obejmującego nawierzchnię i pobocze drogi .....	122
Ryc. 5.9.	Obciążenie terenu przez zabudowę .....	123
Ryc. 5.10.	Lej powstały nad kopalnią soli w Wapnie podczas katastrofy w 1977 r. ....	124
Ryc. 5.11.	Subsydencja gruntu w Meksyku (zasięg starego miasta) w latach 1891–1959 .....	130
Ryc. 5.12.	Uszkodzone fundamenty budynku i płyty chodnikowe w wyniku osiadania terenu w Meksyku.....	131
Ryc. 5.13.	Przechylenie bazyliki Matki Bożej z Guadelupe w Meksyku w wyniku osiadania terenu .....	131
Ryc. 5.14.	Osiadanie terenu w obrębie zasięgu podziemnych kopalni...	135
Ryc. 6.1.	Elementy doliny rzecznej i zasięg powodzi. Symbol domu został umieszczony na terenach poza zasięgiem fali powodziowej najczęściej zajętych przed osadnictwem.....	138
Ryc. 6.2.	Typy rzek ze względu na układ koryta w planie .....	141
Ryc. 6.3.	Zmiany powiązań między miastem i rzeką.....	144
Ryc. 6.4.	Wpływ miejskich powierzchni na odpływ w rzece.....	149
Ryc. 6.5.	Zabudowa terenów dna doliny położonych poza wałami przeciwpowodziowymi .....	150
Ryc. 6.6.	Sposoby ochrony przeciwpowodziowej w miastach i ich skutki .....	151

Ryc. 6.7.	Zmiany kształtu koryta rzeki roztokowej . . . . .	152
Ryc. 6.8.	Wpływ regulacji koryt na profile podłużne rzeki górskiej i procesy fluwialne . . . . .	153
Ryc. 6.9.	Przykład progu betonowego w obrębie koryta rzecznego, którego celem jest zmniejszenie tempa erozji dennej na obszarze zurbanizowanym . . . . .	154
Ryc. 6.10.	Główne rodzaje obudowy koryt rzecznych (bulwarów nadrzecznych) w mieście . . . . .	156
Ryc. 6.11.	Przykład zabudowy zlokalizowanej bezpośrednio przy jedno-pięziorowej obudowie koryta w Tokio, fot. T. Kobołek . . . . .	156
Ryc. 6.12.	Zabudowa historyczna wzdłuż jednego z kanałów Newy w Petersburgu . . . . .	157
Ryc. 6.13.	Dwupoziomowa obudowa koryta Tybru w Rzymie . . . . .	158
Ryc. 6.14.	Przykład dwupoziomowej odbudowy rzeki Arno we Florencji . . . . .	159
Ryc. 6.15.	Ściany kamienic odpowiednio wyprofilowane i zabezpieczone tworzą mury dla koryta wysokiej wody, Florencja . . . . .	159
Ryc. 6.16.	Superobwałowanie rzeki w Tokio, fot. T. Kobołek . . . . .	160
Ryc. 6.17.	Formy zabudowy dna doliny małej rzeki Jasień w Łodzi . . . . .	161
Ryc. 6.18.	Przykład umocnionego koryta małej rzeki w centrum małego miasta . . . . .	162
Ryc. 6.19.	Koryto małej rzeki ukształtowane tak, aby mogło przyjąć wszystkie wody wezbraniowe, przykład Jasienia w Łodzi w strefie zabudowy jednorodzinnej . . . . .	163
Ryc. 6.20.	Mała rzeka w Tokio wykorzystywana jako kanał odpływu wód opadowych oraz miejsce spacerowe przy niskich stanach wody, fot. T. Kobołek . . . . .	167
Ryc. 6.21.	Przykład rewaloryzacji małego kanału w Petersburgu . . . . .	168
Ryc. 6.22.	Odrestaurowana rzeka w mieście, przykład z Seulu . . . . .	169
Ryc. 6.23.	W zrewitalizowanym kompleksie przemysłowym Manufaktura w Łodzi wydłużona fontanna przypomina o dawnej rzece, która umożliwiła rozwój przemysłu włókienniczego w XIX w. . . . .	170
Ryc. 6.24.	Park miejski w dolinie małej rzeki w Łodzi . . . . .	171
Ryc. 7.1.	Rozkład sił na powierzchni nachylonej . . . . .	174
Ryc. 7.2.	Klasyfikacja ruchów masowych w zależności od szybkości przebiegu zjawiska . . . . .	177
Ryc. 7.3.	Klasyfikacja ruchów masowych w zależności od udziału wody i prędkości ruchu . . . . .	177
Ryc. 7.4.	Wygięta dolna część pni drzew na stoku wykopu drogowego w wyniku pełzania gruntu . . . . .	179
Ryc. 7.5.	Spływ błotny . . . . .	180

Ryc. 7.6.	Odpadanie w warunkach naturalnych (A) i zabezpieczenie fragmentu trasy kolejowej w górach przed odpadającymi okruchami skalnymi (B) .....	182
Ryc. 7.7.	Stok zabezpieczony przed odpadaniem – w dolnej części mur oporowy, a w górnej siatki .....	183
Ryc. 7.8.	Typu osuwisk .....	185
Ryc. 7.9.	Przyczyny występowania osuwisk .....	186
Ryc. 7.10.	Schemat ukazujący ciąg przyczynowo-skutkowy rozwoju osuwisk i strat gospodarczych oraz możliwe sposoby zabezpieczenia i ograniczenia strat gospodarczych .....	187
Ryc. 7.11.	Wpływ ułożenia warstw skalnych na niebezpieczeństwo wystąpienia osuwiska .....	187
Ryc. 7.12.	Osuwisko na Kopcu Piłsudskiego w Krakowie po ulewnych opadach w 2010 r. ....	191
Ryc. 7.13.	Osuwisko w La Conchita .....	193
Ryc. 7.14.	Osuwisko w Zhouqu w Chinach wystąpiło podczas intensywnych opadów monsunowych i spowodowało duże straty materialne i społeczne .....	195
Ryc. 7.15.	Przykłady zabezpieczenia zbocza osuwiskowego za pomocą: A – pali umieszczonych w obrębie osuwiska .....	198
Ryc. 7.16.	Przykład uszkodzonej nawierzchni drogi w wyniku rozwoju osuwiska na stoku .....	199
Ryc. 7.17.	Niski mur oporowy zabezpieczający parking – murze widoczne są okienka umożliwiające wypływanie wód gruntowych podczas opadów .....	200
Ryc. 7.18.	Bruzda deszczowa powstała po dwugodzinnym opadzie na poboczu drogi zbudowanej z luźnych osadów .....	202
Ryc. 7.19.	Antropogeniczne terasy skutecznie chronią zbocze przed splukiwaniem .....	203
Ryc. 7.20.	Antyerozyjne zabezpieczenia skarp z zazielenieniem .....	204
Ryc. 8.1.	Okruch piaskowca pod wpływem wietrzenia mrozowego rozpadł się na drobniejsze fragmenty zgodnie z uławiceniem ...	209
Ryc. 8.2.	Działanie mrozu na pory w skale .....	213
Ryc. 8.3.	Powierzchnia muru wapiennego podlegająca wietrzeniu mrozowemu .....	214
Ryc. 8.4.	Łuszczenie kamienia budowlanego oraz rozkruszanie i ubytek łączenia w wyniku zamrozu .....	216
Ryc. 8.5.	Niszczenie kamienia budowlanego w wyniku wietrzenia mrozowego oraz łuszczenie i odpadanie tynku na styku z gruntem w wyniku podsiąku kapilarnego wody .....	216
Ryc. 8.6.	Łuszczenie i odpadanie tynku w strefie podsiąku kapilarnego .....	217



Ryc. 8.7.	Wysypujące się wapienne spoiwo powodujące rozluźnienie wątku ceglanego.....	217
Ryc. 8.8.	Zniszczenia cegieł i wapiennego spoiwa w wyniku wietrzenia mrozowego w narożach budynku.....	218
Ryc. 8.9.	Łuszczenie i rozkruszanie kamienia oraz tynku w wyniku wietrzenia solnego w strefie wzniosu kapilarnego, przykład z Maroka.....	221
Ryc. 8.10.	Budynki wzniesione z piaskowca podlegające wietrzeniu solnemu i kawernizacji w starej Hawanie.....	222
Ryc. 8.11.	Wykwity soli na powierzchni cegły w dolnej części budynku	223
Ryc. 8.12.	Rozwój roślinności na murze powoduje jego powolne niszczenie.....	225
Ryc. 8.13.	Niszczenie murów i ścian w wyniku rozwój porostów i traw, przykład z Portugalii.....	225
Ryc. 8.14.	Czarny nalot na piaskowcu jako efekt złożonego wietrzenia chemicznego i biologicznego wzmoczonego zanieczyszczeniem powietrza, który niszczy kamień i obniża walory estetyczne, przykład z Portugalii.....	228
Ryc. 8.15.	Tempo niszczenia wapiennych nagrobków.....	230
Ryc. 8.16.	Kawernizacja (dziurawienie skały) jako efekt wietrzenia solnego i chemicznego w kamieniu budowlanym na Malcie....	231
Ryc. 8.17.	Schemat przedstawiający wpływ naprzemiennego wysychania i nawilżania gruntów ilastych na zabudowę.....	233
Ryc. 8.18.	Schemat zabezpieczenia ratusza w Kłodzku.....	235
Ryc. 8.19.	Skutki zamarzania wody w gruntach ilastych na przykładzie drogi.....	235
Tabela 1.1.	Przyczyny nieszczęść i strat na świecie w latach 1900–1999.	11
Tabela 2.1.	Wykaz niektórych największych trzęsień ziemi w skali Richtera (skala Ms) z dużą liczbą ofiar w ostatnich 100 latach.....	19
Tabela 2.2.	Przykładowe szkody w zależności od intensywności trzęsień ziemi w skali Mercallego.....	20
Tabela 2.3.	Procentowy udział tsunami na ocenach i morzach.....	41
Tabela 3.1.	Główne rodzaje bezpośredniego i pośredniego zagrożenia wulkanicznego dla człowieka.....	51
Tabela 3.2.	Największe katastrofy związane z wybuchem wulkanów i wystąpieniem laharów w XX w. ....	58
Tabela 5.1.	Zmiany w systemie krasowym i ich potencjalne skutki, które mogą przyspieszyć lub zainicjować rozwój lejów krasowych	116
Tabela 6.1.	Wpływ wzrostu powierzchni nieprzepuszczalnych w zlewni, przy stałych opadach, na zmiany elementów bilansu wodnego	147

Tabela. 7.1. Zestawienie bezpośrednich przyczyn wywołujących osuwiska .....	189
Tabela 8.1. Mrozoodporność i nasiąkliwość skał, a ich podatność na wietrzenie mrozowe .....	215
Tabela 9.1. Skala antropogenicznego oddziaływania na procesy geodynamiczne w obszarach zurbanizowanych i sposoby zabezpieczenia przed zagrożeniem .....	238



## LITERATURA

- Achenbach J. (2010), *Urban Areas, Earthquakes A Lethal Combination*, [www.seattletimes.com/nation-world/urban-areas-earthquakes-a-lethal-combination/](http://www.seattletimes.com/nation-world/urban-areas-earthquakes-a-lethal-combination/) (dostęp: 13.12.2018).
- Adler F.A., Tanner C.C.J. (2013), *Urban Ecosystems. Ecological principles for the built environment*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Agadir Earthquake 1960, [https://en.wikipedia.org/wiki/1960\\_Agadir\\_earthquake](https://en.wikipedia.org/wiki/1960_Agadir_earthquake) (dostęp: 13.12.2018).
- Ahern J. (2007), *Green Infrastructure for Cities: The spatial dimension*, [w:] V. Novotny, P.R. Brown (eds), *Cities for the Future towards Integrated Sustainable Water and Landscape Management*, IWA Publishing, London, s. 267–283.
- Ajdukiewicz J. (2005), *Biodegradowalne geosyntetyczne materiały antyerozyjne i wspomagające zazielenianie obiektów hydrotechnicznych*, „Gospodarka Wodna” 1, s. 34–37.
- Alaska Earthquake 1964, [https://en.wikipedia.org/wiki/1964\\_Alaska\\_earthquake](https://en.wikipedia.org/wiki/1964_Alaska_earthquake) (dostęp: 13.12.2018).
- Alcántara-Ayala I. (2002), *Geomorphology, Natural Hazards, Vulnerability and Prevention of Natural Disasters in Developing Countries*, „Geomorphology” 47, s. 107–124.
- Allen P.A. (2000), *Procesy kształtujące powierzchnię Ziemi*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Amatrice 2016, <https://en.wikipedia.org/wiki/Amatrice> (dostęp: 13.12.2018).
- Andel T.J. (1997), *Nowe spojrzenie na starą planetę. Zmienne oblicze Ziemi*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Arnold A., Kueng A. (1985), *Crystallization on Habits on Salt Effloresces on Walls*, [w:] G. Felix, V. Furton (eds), *5th International Congress on the Deterioration and Conservation of Stone*, Lausanne 25–27 September 1985, s. 255–267.
- Attewell P.B., Taylor D. (1988), *Time-dependent Atmospheric Degradation of Building Stone in a Polluting Environment*, [w:] G. Marinos, G. Konkis (eds), *Engineering Geology of Ancient Works, Monuments and Historical Sites*, Balkema, Rotterdam, s. 379–753.
- Bajgier-Kowalska M. (2003), *Wpływ działalności człowieka na odnawianie i rozwój osuwisk*, [w:] J.M. Waga, K. Kocel (red.), *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, Polskie Towarzystwo Geograficzne – Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 16–21.
- Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z. (2013), *Hydrologia ogólna*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Bam Earthquake 2003, [https://en.wikipedia.org/wiki/2003\\_Bam\\_earthquake](https://en.wikipedia.org/wiki/2003_Bam_earthquake) (dostęp: 4.01.2019).
- Banach M., Kaczmarek H., Tyszkowski S. (2013), *Rozwój osuwisk w strefie brzegowej sztucznych zbiorników wodnych na przykładzie osuwiska centralnego w Dobrzyńniu nad Wisłą, zbiornik włocławski*, „Przegląd Geograficzny” 85(3), s. 397–415.

- Bańkowska A., Sawa K., Wasilewicz M., Żelazo J. (2010), *Analiza barier i ograniczeń w renaturyzacji rzek i dolin*, [w:] B. Więzik (red.), *Prawne, administracyjne i środowiskowe uwarunkowania zagospodarowania dolin rzecznych*, Wyższa Szkoła Administracji, Bielsko-Biała, s. 97–119.
- Barberi F., Brondi F., Carapezza M.L., Cavarra L., Murgia C. (2003), *Earthen Barriers to Control Lava Flows in the 2001 Eruption of Mt. Etna*, „Journal of Volcanology and Geothermal Research” 123(1–2), s. 231–243.
- Barka A.A. (1992), *The North Anatolian Fault Zone*, „Annales Tectonicae”, VI suppl., s. 164–195.
- Baxter P.J., Aspinall W.P., Neri A. (2008), *Emergency Planning and Mitigation at Vesuvius: A new evidence-based approach*, „Journal of Volcanology and Geothermal Research” 178(3), s. 454–473.
- BBC News 2010, *Massive Earthquake Strikes Chile*, <https://news.bbc.co.uk/2/hi/8540289.stm> (dostęp: 13.12.2018).
- Bélizal E., Lavigne F., Hadmoko D.S., Degeai J-Ph. i in. (2013), *Rain-triggered Lahars Following the 2010 Eruption of Merapi Volcano, Indonesia: A major risk*, „Journal of Volcanology and Geothermal Research” 261, s. 330–347.
- Benito G., Hudson P.F. (2014), *Flood Hazards: The context of fluvial geomorphology*, [w:] I. Alcántara-Ayala, A. Goudie (eds), *Geomorphological Hazards and Disaster Prevention*, Cambridge University Press, Cambridge, s. 111–128.
- Biernat S. (2007), *Rewitalizacja dolin rzecznych w miastach*, „Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG” 7, s. 255–265.
- Biernat T., Ciupa T., Suligowski R. (2005), *Komentarz do Mapy hydrologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz M-34-31-A Wierzbica*, GUGiK, Warszawa.
- Bland W., Rolls D. (1998), *Weathering. An introduction to the scientific principles*, Arnold, London.
- Blong R.J. (1984), *Volcanic Hazards: A sourcebook on the effects of eruptions*, Academic Press, Sydney.
- Bohdziewicz L. (1970), *Brzeg morski*, Wydawnictwa Geologiczne, Muzeum Ziemi PAN, Warszawa.
- Bojarski A., Jeleński J., Jelonek M. i in. (2005), *Zasady dobrej praktyki w utrzymaniu rzek i potoków górskich*, Ministerstwo Środowiska, Departament Zasobów Wodnych, Warszawa.
- Bolt B.A., Horn W.L., MacDonald G.A. i in. (1975), *Geological Hazards*, Springer-Verlag, Berlin.
- Bondesan M., Gatti M., Russo P. (2002), *Vertical Ground Movements in the Eastern Po Plain*, [w:] R.J. Allison (ed.), *Applied Geomorphology: Theory and practice*, John Wiley & Sons, Chichester, s. 381–395.
- Borgatti L., Soldati M. (2010), *Landslides and Climate Change*, [w:] I. Alcántara-Ayala, A. Goudie (eds), *Geomorphological Hazards and Disaster Prevention*, Cambridge University Press, Cambridge, s. 87–95.
- Borusiewicz W. (1985), *Konserwacja zabytków budownictwa murowanego*, Arkady, Warszawa.
- Bradley R.S. (2008), *Holocene Perspectives on Future Climate Changes*, [w:] R.W. Battarbee, H.A. Binney (eds), *Natural Climate Variability and Global Warming: A Holocene perspective*, Wiley-Blackwell, Oxford, s. 254–268.



- Brimblecombe P., Camuffo D. (2003), *Long Term Damage to the Built Environment*, [w:] P. Brimblecombe (ed.), *The Effects of Air Pollution on the Built Environment*, London Imperial College Press, London, s. 1–30.
- Bronowska M. (1994), *Wietrzenie skał budowlanych w mieście*, maszynopis pracy magisterskiej, Wydział Nauk Geograficznych UŁ.
- Bruttomesso R. (2001), *Complexity on the Urban Waterfront*, [w:] R. Marshall (ed.), *Waterfronts in Post-Industrial Cities*, Spon Press, London–New York, s. 39–49.
- Bryant E. (2001), *Tsunamis: The underrated hazard*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Bryant E. (2005), *Natural Hazards*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Bucher K. (2014), *Wpływ rewitalizacji obszarów nadbrzeżnych na wizerunek miasta w Opolu*, [w:] M. Śliwa (red.), *Problemy i wyzwania w zagospodarowaniu przestrzennym terenów nadrzecznych miast*, Wydawnictwo Uniwersytetu Opolskiego, Opole, s. 179–189.
- Burbank D.W., Anderson R.S. (2001), *Tectonic Geomorphology*, Blackwell, Malden.
- Burchard-Dziubińska M., Rzeńca A. (red.) (2010), *Zrównoważony rozwój na poziomie lokalnym i regionalnym. Wyzwania dla miast i obszarów wiejskich*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Carson M.A., Kirkby M.J. (1972), *Hillslope Form and Process*, Cambridge Geographical Studies 3.
- Chaline C. (1980), *La dynamique urbaine*, puf, Paris.
- Chang K. (2011), *Quake Moves Japan Closer to U.S. and Alters Earth's Spin*, „The New York Times”, 16.03.2011, <https://www.nytimes.com/2011/03/14/world/asia/14seismic.html> (dostęp: 10.07.2018).
- Charola A.E., Pühringer J., Steiger M. (2007), *Gypsum: A review of its role in the deterioration of building materials*, „Environmental Geology” 52, s. 339–352.
- Chaussard E., Amelung F., Abidin H. i in. (2013), *Sinking Cities in Indonesia: ALOS-PALSAR detects rapid subsidence due to groundwater and gas extraction*, „Remote Sensing of Environment” 128, s. 150–161, doi:10.1016/j.rse.2012.10.015
- Chester D.K., Degg M., Duncan A.M. i in. (2001), *The Increasing Expose of Cities to the Effects of Volcanic Eruption: A global survey*, „Environmental Hazards” 2, s. 89–103.
- Chile Earthquake of 1960*, <https://www.britannica.com/event/Chile-earthquake-of-1960> (dostęp: 4.01.2019).
- Chile Earthquake 2010*, [https://en.wikipedia.org/wiki/2010\\_Chile\\_earthquake](https://en.wikipedia.org/wiki/2010_Chile_earthquake) (dostęp: 4.01.2019).
- Chmielewski J.M. (2012), *Miasto zwarte w świetle zrównoważonego rozwoju*, [w:] A. Maciejewska (red.), *Gospodarka przestrzenna w świetle wymagań strategii zrównoważonego rozwoju*, Studia KPZP, PAN, CXLII, s. 258–265.
- Ciepielowski A. (1992), *Charakterystyka zjawisk powodziowych w Polsce*, [w:] K. Mosiej, A. Ciepielowski (red.), *Ochrona przed powodzią*, Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty, s. 15–53.
- Cieśliński R. (2008), *Współczesne zmiany stosunków wodnych na terenie miasta Gdańska*, „Problemy Ekologii Krajobrazu” 22, s. 19–29.
- Ciszewski D., Dubicki A. (2008), *Reżim hydrologiczny i współczesne przemiany koryta i równiny zalewowej Odry*, [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień

- (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, s. 371–383.
- Ciupa T. (2009), *Wpływ zagospodarowania terenu na odpływ i transport fluwialny w małych zlewniach na przykładzie Sufrażańca i Silnicy*, Wydawnictwo Uniwersytetu Humanistyczno-Przyrodniczego Jana Kochanowskiego, Kielce.
- Coates D.R. (1985), *Geology and Society*, Chapman and Hall, New York.
- Colman S.M. (1981), *Rock-weathering Rates as Functions of Time*, „*Quaternary Research*” 15(3), s. 250–264.
- Cooper A.H. (2008), *The Classification, Recording, Databasing and Use of Information about Building Damage Due to Subsidence and Landslides*, „*Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrology*” 41(3), s. 409–424.
- Craig J.R., Vaughan D.J., Skinner B.J. (2003), *Zasoby Ziemi*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Cronin S.J., Gaylard D., Charley D. i in. (2004), *Participatory Methods of Incorporating Scientific with Traditional Knowledge for Volcanic Hazard Management on Ambae Island, Vanuatu*, „*Bulletin of Volcanology*” 66(7), s. 652–668.
- Czarnecki W. (1964), *Planowanie miast i osiedli*, t. VI, *Region miasta*, PWN, Warszawa–Poznań.
- Czarnecki L., Goździk J. (2007), *Osuwiska w województwie łódzkim i ich szczególny charakter w wyrobisku KWB „BEŁCHATÓW”*, „*Acta Universitatis Lodzianis. Folia Geographica Physica*” 8, s. 165–183.
- Czechowski L. (1994), *Tektonika płyt i konwekcja w płaszczu Ziemi*, PWN, Warszawa.
- Czerwiński J. (1998), *Geologiczne, geomorfologiczne i antropogeniczne uwarunkowania zagrożeń powodziowych we Wrocławiu*, „*Czasopismo Geograficzne*” 1, s. 42–63.
- Czoch K., Kulesza K., Walczykiewicz T. (2010), *Renaturyzacja i rewitalizacja rzek i potoków jako element zrównoważonego rozwoju dolin rzecznych*, [w:] B. Więzik (red.), *Prawne, administracyjne i środowiskowe uwarunkowania zagospodarowania dolin rzecznych*, Wyższa Szkoła Administracji, Bielsko-Biała, s. 121–136.
- Dai L. (2016), *Preventing and Controlling Land Subsidence in Shanghai – Towards more integrated and effective land use and ground water governance in the Yangtze Delta*, [meetingorganizer.copernicus.org/EGU2016/EGU2016-16451.pdf](http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2016/EGU2016-16451.pdf) (dostęp: 5.05.2019).
- D’Alessandro L., Davoli L., Palmieri E.L. i in. (2002), *Natural and Anthropogenic Factors Affecting the Recent Evolution of Beaches in Calabria (Italy)*, [w:] R.J. Allison (ed.), *Applied Geomorphology: Theory and practice*, John Wiley & Sons, Chichester, s. 397–427.
- The Dangers of Sinkholes* J. Goodman, [subrogationrecoverylowblog.com/2013/03/07/the-dangers-of-sinkholes/](http://subrogationrecoverylowblog.com/2013/03/07/the-dangers-of-sinkholes/) (dostęp: 12.12.2018).
- Dobija A. (1975), *Wpływ urbanizacji na stosunki wodne*, „*Czasopismo Geograficzne*” 46(1), s. 73–78.
- Dobrowolski R. (1993), *Tendencje rozwoju współczesnych procesów krasowych w zasięgu oddziaływania ujęcia wód podziemnych „Wierzchowiska” koło Świdnika (Wyżyna Lubelska)*, „*Annales UMCS*”, B 48(6), s. 75–86.
- Domasłowski W. (red.) (2011), *Zabytki kamienne i metalowe, ich niszczenie i konserwacja profilaktyczna*, Wydawnictwo Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń.

- Druitt T.H., Kokelaar P.P. (eds) (2002), *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*, Geological Society Memoir 21, London.
- Duxbury A.C., Duxbury A.B., Sverdrup K.A. (2002), *Oceany świata*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Dyrektywa 2007/60/WE Parlamentu Europejskiego i Rady Europy z dnia 23 października 2007 r., w sprawie oceny ryzyka powodziowego i zarządzania nim (Dz.U. UE. L. 2007 Nr 288, poz. 27).
- Earth Observatory NASA, *Nyiragongo Lava Flows*, <https://earthobservatory.nasa.gov/images/2164/nyiragongo-lava-flows> (dostęp: 2.05.2019).
- Easterbrook D.J. (1993), *Surface Processes and Landforms*, Macmillan Publishing Company, New York.
- Embleton C., Thornes J. (1985), *Geomorfologia dynamiczna*, PWN, Warszawa.
- Erkens G., Buck T., Dam R. i in. (2015), *Sinking Coastal Cities*, „Proc. IAHS” 372, s. 189–198, doi:10.5194/piaks-372-189-2015
- Eruption of Mount Pinatubo in the Philippines in June 1991*, E.M de Guzman, [https://www.adrc.asia/publication/recovery\\_reports/pdf/Pinatubo.pdf](https://www.adrc.asia/publication/recovery_reports/pdf/Pinatubo.pdf) (dostęp: 4.01.2019).
- Finlayson B., Statham I. (1980), *Hillslope Analysis*, Butterworths, London.
- Fire Island 2012*, [https://en.wikipedia.org/wiki/Fire\\_Island](https://en.wikipedia.org/wiki/Fire_Island) (dostęp: 10.02.2019).
- Fitzner B., Heinrichs K. (2002), *Damage Diagnosis at Stone Monuments Weathering Forms, Damage Categories and Damage Indices*, [w:] R. Prikryl, H.A. Viles (eds), *Understanding and Managing Stone Decay*, The Karolinum Press, Prague, s. 11–56.
- Florek E., Florek W., Mycielska-Dowgiałło E. (1987), *Morphogenesis of the Vistula valley between Kępa Polska and Płock in the Late Glacial and Holocene*, „Geographical Studies”, Special Issue 4, s. 189–205.
- Florek W., Kaczmarzyk J., Majewski M. i in. (2008), *Zmiany rzeźby klfu w rejonie Ustki jako efekt warunków litologicznych oraz procesów ekstremalnych i przeciętnych*, „Landform Analysis” 7, s. 53–68.
- Fort M., Cossart E., Amaud-Fassetta G. (2014), *Catastrophic Landslides and Sedimentary Budes*, [w:] I. Alcántara-Alyala, A. Goudie (eds), *Geomorphological Hazards and Disaster Prevention*, Cambridge University Press, Cambridge, s. 75–85.
- Fortuniak K., Kłysik K. (2008). *Osobliwości klimatu miasta na przykładzie Łodzi*, [w:] K. Kłysik, J. Wibig, K. Fortuniak K. (red.), *Klimat i bioklimat miast*, Uniwersytet Łódzki, Łódź, s. 477–488.
- Fukushima Daiichi Nuclear Disaster 2011*, [https://en.wikipedi.org/wiki/Fukushima-Daiichi\\_nuclear\\_disaster](https://en.wikipedi.org/wiki/Fukushima-Daiichi_nuclear_disaster) (dostęp: 4.01.2019).
- Gajewska B. (red.) (2004), *Zasady agrotechnicznego przygotowania skarp drogowych do zadarnienia*, Instytut Budowy Dróg i Mostów, Warszawa, [https://www.gddkia.gov.pl/userfiles/articles/p/prace-naukowo-badawcze-zrealizow\\_3435//documents/tg155-zasady-agrogeotechnicznego-przygotowania-skarp-drogowy.pdf](https://www.gddkia.gov.pl/userfiles/articles/p/prace-naukowo-badawcze-zrealizow_3435//documents/tg155-zasady-agrogeotechnicznego-przygotowania-skarp-drogowy.pdf) (dostęp: 4.01.2019).
- Garbulewski K., Mosiej J., Popek Z. (2015), *Inżynieria krajobrazu*, Wydawnictwo SGGW, Warszawa.
- Linie lotnicze tracą z powodu pyłu wulkanicznego 200 mln dolarów dziennie*, „Gazeta Prawna” 2010, <https://biznes.gazetaprawna.pl/artykuly/414231,linie-lotnicze-traca-z-powodu-pylu-wulkanicznego-200-mln-dolarow-dziennie.html> (dostęp: 4.01.2019).

- Giedion S. (1968), *Przestrzeń, czas, architektura*, PWN, Warszawa.
- Giles C. (2017), *What Would an Earthquake-proof City Look Like?*, [www.theguardian.com/cities/2017/dec/11/earthquake-proof-city-christchurch-japan-colombio-ecudor](http://www.theguardian.com/cities/2017/dec/11/earthquake-proof-city-christchurch-japan-colombio-ecudor) (dostęp: 13.12.2018).
- Glade T. (2003), *Landslide Occurrence as a Response to Land Use Change: A review of evidence from New Zealand*, „Catena” 51(304), s. 297–314.
- Goudie A.S., Viles H. (2014), *Weathering Hazards*, [w:] I. Alcántara-Ayala, A. Goudie (eds), *Geomorphological hazards and Disaster prevention*, Cambridge University Press, Cambridge, s. 145–159.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A. i in. (1986), *Zarys sedymentologii*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Graniczny M., Mizerski W. (2009), *Katastrofy przyrodnicze*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Graniczny M., Rączkowski W. (2005), *Osuwiska jako ważny element geozagrożeń we Włoszech*, „Przegląd Geologiczny” 53(2), s. 123–126.
- Great Hanshin Earthquake 1995*, [https://en.wikipedia.org/wiki/Great\\_Hanshin\\_earthquake](https://en.wikipedia.org/wiki/Great_Hanshin_earthquake) (dostęp: 14.09.2018).
- Guarino P., Nisio S. (2012), *Anthropogenic Sinkholes in the Territory of the City of Naples*, „Journal of Physics and Chemistry of the Earth” 49, s. 92–102.
- Gutiérrez F. (2014), *Hazards Associated with Karst*, [w:] I. Alcántara-Ayala, A. Goudie (eds), *Geomorphological Hazards and Disaster Prevention*, Cambridge University Press, Cambridge, s. 161–175.
- Hadfield P. (1992), *Sixty Seconds That Will Change the World: The coming Tokyo earthquake*, Tuttle, Boston.
- Haiti Revises Quake Death Toll Up over 316,000*, [www.reuters.com/article/haiti-quake-toll/haiti-revises-quake-death-toll-up-over-316000-idVSN1223196420110112](http://www.reuters.com/article/haiti-quake-toll/haiti-revises-quake-death-toll-up-over-316000-idVSN1223196420110112) (dostęp: 20.02.2019).
- Hays W.W. (1981a), *Facing Geologic and Hydrologic Hazards*, Earth-Science Considerations, Geological Survey Professional Paper 1240-B, s. 54–85.
- Hays W.W. (1981b), *Hazards from Earthquakes*, [w:] *Facing Geologic and Hydrologic Hazards. Earth-Science Considerations*, Geological Survey Professional Paper 1240-B, s. 4–32.
- Hays W.W. (1981c), *Tsunamis*, [w:] *Facing Geologic and Hydrologic Hazards. Earth-Science Considerations*, Geological Survey Professional Paper 1240-B, s. 32–37.
- Hill D.P., Pollitz F., Newhall C., 2002, *Earthquake-volcano Interactions*, „Physics Today” 55(11), s. 41–47.
- Holmes A. (1965), *Principles of Physical Geology*, Nelson, London.
- Ignasiak D. (2014), *Między rzeką a miastem, czyli brzeg rzeki jako przestrzeń publiczna*, [w:] M. Śliwa (red.), *Problemy i wyzwania w zagospodarowaniu przestrzennym terenów nadrzecznych miast*, Wydawnictwo Uniwersytetu Opolskiego, Opole, s. 165–177.
- Indian Ocean Earthquake and Tsunami 2004*, [https://en.wikipedia.org/wiki/2004\\_Indian\\_Ocean\\_earthquake\\_and\\_tsunami](https://en.wikipedia.org/wiki/2004_Indian_Ocean_earthquake_and_tsunami) (dostęp: 4.01.2019).
- Ingarden R. (1922), *Rzeki i kanały żeglowne w b. trzech zaborach i znaczenie ich gospodarcze dla Polski*, Nakładem Ministerstwa Robót Publicznych, Kraków.

- Iwamoto M.K. (2002), *Geomorphological Changes and Hazard Potential by Eruption and Debris Discharge, Unzen Volcano, Japan*, [w:] R.J. Allison (ed.), *Applied Geomorphology*, John Wiley & Sons, LTD, Chichester, s. 359–372.
- Izdebski H. (2013), *Ideologia i zagospodarowanie przestrzeni*, Wolters Kluwer Polska SA, Warszawa.
- Jahn A. (1970), *Zagadnienia strefy peryglacjalnej*, PWN, Warszawa.
- Janowski A.T. (1986), *Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych na obszarze uprzemysławianym i urbanizowanym (na przykładzie Rybnickiego Okręgu Węglowego)*, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Januchta-Szostak A. (2011a), *Nadrzeczne parki buforowe – metody wielofunkcyjnego zagospodarowania miejskich obszarów zieleni towarzyszących ciekom*, [w:] M. Kosmala (red.), *Miasta wracają nad wodę*, Polskie Zrzeszenie Inżynierów i Techników Sanitarnych Oddział Toruń, Toruń, s. 13–27.
- Januchta-Szostak A. (2011b), *Zrównoważone systemy zagospodarowania wód opadowych w miastach na przykładach: Scharnhauser Park w Ostfildern, Kronsberg – Hannover, Potsdamer Platz w Berlinie, Marina Mokotów w Warszawie, Portland w stanie Oregon i innych*, [w:] M. Kosmala (red.), *Miasta wracają nad wodę*, Polskie Zrzeszenie Inżynierów i Techników Sanitarnych Oddział Toruń, Toruń, s. 149–162.
- Januszewski S. (2016), *Dziedzictwo Odry – z myślą o przyszłości*, [w:] S. Janiszewski (red.), *Rzeka w mieście*, Fundacja Otwartego Muzeum Techniki, Wrocław, s. 11–22.
- Januszke R.M., Booth E.H.S. (1984), *Soluble Salt Damage to Sprayed Seals on the Stuart Highway*, „Australian road Research Board Proceedings” 12(3), s. 18–31.
- Japan Times* 2015, <http://www.japantimes.co.jp/news/2015/03/31/national/new-plan-aims-to-halvetokyo-quake-deaths-deamge> (dostęp: 2.04.2015).
- Kaczmarek S. (2001), *Rewitalizacja terenów przemysłowych. Nowy wymiar w rozwoju miast*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Kamh G.M.E. (2011), *Salt Weathering, Bio-deterioration and Rate of Weathering of Dimensional Sandstone in Ancient Buildings of Aachen City, Germany*, „Journal of Water Resources and Env. Engineering” 3(5), s. 87–101.
- Kaneko S., Toyota T. (2011), *Long-Term Urbanization and Land Subsidence in Asian Megacities: An indicators system approach*, [w:] M. Toniguchi (ed.), *Groundwater and Subsurface Environments: Human impacts in Asian coastal cities*, Springer, Japan, s. 249–270.
- Kaniecki A. (2004), *Poznań – dzieje miasta wodą pisane*, Wydawnictwo Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, Poznań.
- Karasiewicz M.T. (2006), *Współczesna aktywność wulkaniczna Ziemi*, „Dokumentacja Geograficzna” 32, s. 135–140.
- Kasprzak M. (2010), *Wezbrania i powódzie na rzekach Dolnego Śląska*, [w:] P. Migoń (red.), *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki*, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, t. 14, s. 81–140.
- Kissin I.G., Grinevsky A.O. (1990), *Main Features of Hydrogeodynamic Earthquake Precursors*, „Tectonophys” 178, s. 277–286.
- Klimaszewski M. (1978), *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.



- Klimek R., Śliwa M. (2014), *Zagospodarowanie terenów nadrzecznych*, [w:] A. Śliwa (red.), *Problemy i wyzwania w zagospodarowaniu przestrzennym terenów nadrzecznych miast*, Uniwersytet Opolski, Opole, s. 87–107.
- Knapp B.J. (1986), *Elementy geograficzne hydrologii*, PWN, Warszawa.
- Kobojek E. (2009), *Naturalne uwarunkowania różnych reakcji rzek nizinnych na antropopresję na przykładzie środkowej Bzury i jej dopływów*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Kobojek E. (2013), *Problem przestrzennego rozwoju miast w dolinach rzecznych na przykładzie Łowicza i Uniejowa*, [w:] B. Więzik (red.), *Prawne, administracyjne i środowiskowe uwarunkowania zagospodarowania dolin rzecznych*, Wyższa Szkoła Administracji w Bielsku-Białej, Bielsko-Biała, s. 15–26.
- Kobojek E. (2015), *Anthropogenic Transformation and the Possibility of Renaturalising Small Rivers and Their Valleys in Cities – Łódź and Lviv examples*, „European Spatial Research Policy” 22(1), s. 45–60.
- Kobojek E. (2016), *Położenie małych miast na tle środowiska przyrodniczego pradoliny warszawsko-berlińskiej*, „Acta Universitatis Lodziensis. Folia Geographica Physica” 15, s. 37–44.
- Kobojek E. (2017), *A Small River within the Urban Space. The evolution of the relationship using the example of Łódź*, „Space – Society – Economy” 19, s. 5–18.
- Kobojek E., Kobojek S. (2005), *Doliny rzeczne regionu łódzkiego. Geneza, cechy przyrodnicze i antropogeniczne przekształcenia*, Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Łódź.
- Kobojek E., Kobojek S. (2013), *Środowisko przyrodnicze i problemy zagospodarowania pradolin*, „Studia KPZK” CLII, s. 358–369.
- Kobojek S., Nalej M. (2008), *Formy krasu reprodukowanego w południowej części Wyżyny Wieluńskiej*, „Landform Analysis” 9, s. 247–250.
- Kobylarczyk J. (2010), *Wybrane przykłady zagospodarowania nadbrzeży rzecznych*, [w:] B. Więzik (red.), *Prawne, administracyjne i środowiskowe uwarunkowania zagospodarowania dolin rzecznych*, Wyższa Szkoła Administracji, Bielsko-Biała, s. 211–225.
- Kołodziejczyk P. (2013), *Naturalne i antropogeniczne zagrożenia dla zabytków architektury nabatejskiej na terenie Petry i w południowej Jordanii*, „Wiadomości Konserwatorskie, Journal of Heritage Conservation” 36, s. 61–72.
- Kopiec Kościuszki w Krakowie, 2010*, <http://kopieckosciuszki.pl/historia-kopca-kosciuszki> (dostęp: 11.04.2019).
- Kosiński W. (1999), *Rzeka i miasto. Krajobraz, urbanistyka, architektura*, [w:] W. Chełmicki, J. Pociask-Karteczka (red.), *Interdyscyplinarność w badaniach dorzecza*, Instytut Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, s. 25–38.
- Kosmala M. (red.) (2011), *Miasta wracają nad wodę*, Polskie Zrzeszenie Inżynierów i Techników Sanitarnych Oddział w Toruniu, Toruń.
- Kostrzewski A., Musielak S. (2008), *Współczesna ewolucja rzeźby Południowego Bałtyku*, [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, s. 327–348.
- Kowalski W. (1972), *Elementy nauk geologicznych dla inżynierów*, Politechnika Łódzka, Łódź.

- Kożuchowski K. (2011), *Klimat Polski. Nowe spojrzenie*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Książkiewicz M. (1972), *Geologia dynamiczna*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Kulesza M. (2001), *Morfogeneza miast na obszarze Polski Środkowej w okresie przedrozbiorowym. Dawne województwa łęczyckie i sieradzkie*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Kundzewicz Z.W. (2002), *Ludzie i rzeki w koncepcji trwałego rozwoju*, [w:] J. Kultuniak (red.), *Rzeki. Kultura – cywilizacja – historia*, t. 11, Śląsk, Katowice, s. 73–117.
- Kunský J. (1956), *Zjawiska krasowe*, PWN, Warszawa.
- Kusky T. (2008), *Volcanoes: Eruptions and other volcanic hazards*, Facts On File, New York.
- Kuszneruk J. (1999), *Kopalnia Węgla Brunatnego „Bełchatów”*, [w:] *Nauki geograficzne a edukacja społeczeństwa*, t. 2, Region Łódzki, Materiały XLVIII Zjazdu PTG, Uniwersytet Łódzki, Łódź, s. 180–188.
- Kwiatkowski S. (1970), *Gipsy*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Landslide in Zhougu in China 2010*, <https://earthobservatory.nasa.gov/images/45329/landslide-in-zhougu-china> (dostęp: 4.01.2019).
- Lang D.H. (2012), *Earthquake Damage and Loss Assessment – Predicting the Unpredictable*, University of Bergen, Bergen, Norway. [Bora.uib.no/bitstream/handle/1956/6753/48136%20Lang%20\\_main\\_thesis.pdf?sequence=1](http://bora.uib.no/bitstream/handle/1956/6753/48136%20Lang%20_main_thesis.pdf?sequence=1) (dostęp: 4.11.2018).
- Latocha A. (2005), *Geomorphic Evolution of Mid-mountain Drainage Basins under Changing Human Impacts, East Sudetes, SW Poland*, „*Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*” 39, s. 71–93.
- Lavigne F., Coster B.D., Juvin N. i in. (2008), *People’s Behaviour in the Face of Volcanic Hazards: Perspectives from Javanese communities, Indonesia*, „*Journal of Volcanology and Geothermal Research*” 172, s. 273–287.
- Lazzari M., Gherardi E., Lapenna V. i in. (2006), *Natural Hazards vs Human Impact: An integrated methodological approach in geomorphological risk assessment on the Tursi historical site, Southern Italy*, „*Landslides*” 3, s. 275–287.
- Lewińska J. (2000), *Klimat miasta. Zasoby, zagrożenia, kształtowanie*, Instytut Gospodarki Przestrzennej i Komunalnej Oddział w Krakowie, Kraków.
- Lisbon Earthquake 1755*, [https://en.wikipedia.org/wiki/1775\\_Lisbon\\_earthquake](https://en.wikipedia.org/wiki/1775_Lisbon_earthquake) (dostęp: 4.01.2019).
- Lisowski A. (1997), *Osadnictwo*, [w:] J. Gudowski, A. Lisowski (red.), *Encyklopedia Geograficzna Świata*, t. VI Azja, OPRES, Kraków, s. 120–133.
- List of Earthquakes in Japan*, [https://en.wikipedia.org/wiki/List\\_of\\_earthquakes\\_in\\_Japan](https://en.wikipedia.org/wiki/List_of_earthquakes_in_Japan) (dostęp: 09.09.2018).
- List of Earthquakes in Turkey*, [https://en.wikipedia.org/wiki/List\\_of\\_earthquakes\\_in\\_Turkey](https://en.wikipedia.org/wiki/List_of_earthquakes_in_Turkey) (dostęp: 9.09.2018).
- List of Earthquakes*, [https://en.wikipedia.org/wiki/Lists\\_of\\_earthquakes](https://en.wikipedia.org/wiki/Lists_of_earthquakes) (dostęp: 4.01.2019).
- List of 20th-century Earthquakes*, [https://en.wikipedia.org/wiki/List\\_of\\_20th-century\\_earthquakes](https://en.wikipedia.org/wiki/List_of_20th-century_earthquakes) (dostęp: 9.09.2018).
- List of 21st-century Earthquakes*, [https://en.wikipedia.org/wiki/List\\_of\\_21st-century\\_earthquakes](https://en.wikipedia.org/wiki/List_of_21st-century_earthquakes) (dostęp: 9.09.2018).

- List of Natural Disasters by Death Toll*, [https://en.wikipedia.org/wiki/List\\_of\\_natural\\_disasters\\_by\\_death\\_toll#Deadliest\\_earthquak](https://en.wikipedia.org/wiki/List_of_natural_disasters_by_death_toll#Deadliest_earthquak) (dostęp: 4.01.2019).
- List of Volcanic Eruptions by Death Toll*, [https://en.wikipedia.org/wiki/List\\_of\\_volcanic\\_eruptions\\_by\\_death\\_toll](https://en.wikipedia.org/wiki/List_of_volcanic_eruptions_by_death_toll) (dostęp: 14.09.2018).
- Lomnitz C. (1988), *The 1985 Mexico Earthquake*, [w:] M.I. El-Sabh, T.S. Murty (eds), *Natural and Man-Made Hazards*, Reidel, Dordrecht, s. 63–79.
- Loughin S.C., Sparks S., Brown S.K. (2015), *Global Volcanic Hazards and Risk*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Lyp B. (2008), *Infrastruktura wodno-ściekowa*, Wydawnictwo Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Macdonald G.A. (1958), *Barriers to Protect Hilo from Lava Flows*, „Pacific Science” 12, s. 258–277.
- Majewicz R. (2006), *Dziedzictwo Wrocławskiego Węzła Wodnego*, [w:] S. Januszewski (red.), *Dziedzictwo morskie i rzeczne Polski*, Politechnika Wrocławska, Fundacja Otwartego Muzeum Techniki, Wrocław, s. 49–64.
- Makowski J. (2004), *Geografia fizyczna świata*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Mancini F., Stecchi F., Zanni M. i in. (2009), *Monitoring Ground Subsidence Induced by Salt Mining in the City of Tuzla (Bosnia and Herzegovina)*, „Environmental Geology” 58, s. 381–389.
- Mantovani F., Pasuto A., Silvano S. i in. (2000), *Collecting Data to Define Future Hazard Scenarios of the Tessina*, „International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation” 2(1), s. 33–40.
- Margielewski W. (2000), *Gospodarcze znaczenie osuwisk Beskidu Makowskiego*, „Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich” 46, s. 15–34.
- Margielewski W. (2008), *Wpływ ruchów masowych na współczesną ewolucję rzeźby Karpat fliszowych*, [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, s. 69–80.
- Mariarinaldi B. (2007), *Landscapes of Metropolitan Hedonism The Cheonggyecheon Linear Park in Seoul*, „Journal of Landscape Architecture” 2, s. 60–73.
- Markowski T. (2008), *Teoretyczne podstawy rozwoju lokalnego i regionalnego*, [w:] Z. Strzelecki (red.), *Gospodarka regionalna i lokalna*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, s. 13–14.
- Marks L. (1992), *Osady i formy rzeźby morskiej*, [w:] L. Lindner (red.), *Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia*, Wydawnictwo PAE, Warszawa, s. 182–204.
- Maroukian H., Gaki-Papanastasiou K., Tsermegas I. i in. (2007), *Procesy katastrofalne w zurbanizowanych zlewniach Grecji (na przykładzie Attyki)*, [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych*, t. 4, *Procesy ekstremalne w środowisku geograficznym*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 167–175.
- Martinez J.D., Johnson K.S., Neal J.T. (1998), *Sinkholes in Evaporite Rocks*, „American Scientist” 86, s. 38–51.
- McMahon E.T. (2000), *Green Infrastructure*, „Planning Commissioners Journal” 37, s. 4–7.

- Merapi 2010*, <https://ktwop.com/2010/11/08/merapi-residents-flee-yogyakarta-but-flights-resume-to-jakarta> (dostęp: 13.01.2019).
- Messina Earthquake 1908*, [https://en.wikipedia.org/wiki/1908\\_Messina\\_earthquake](https://en.wikipedia.org/wiki/1908_Messina_earthquake) (dostęp: 29.04.2019).
- Migoń P. (2006), *Geomorfologia*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Migoń P. (red.) (2010), *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki*, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, t. 14, Wrocław.
- Milanović P. (2000), *Geological Engineering in Karst*, Zebra Publishing Ltd., Belgrade.
- Milanović P. (2015), *Catalog of Engineering Works in Karst and Their Effects*, [w:] Z. Stevanović (ed.), *Karst Aquifers – Characterization and engineering*, Springer, London, s. 361–402.
- Miłkowski M., Przybyszewska J.M. (2000), *Porty rzeczne*, [w:] J. Kułtuniak (red.), *Rzeki. Kultura – cywilizacja – historia*, t. 9, Śląsk, Katowice, s. 265–335.
- Mitchell J.K. (1987), *A Management-oriented, Regional Classification of Developed Coastal Barriers*, [w:] R.H. Platt, S.G. Pelczarski, B.K.R. Burbank (eds), *Cities on the Beach. Management issues of developed coastal barriers*, The University of Chicago, Department of Geography, „Research Paper” 224, s. 31–42.
- The Modified Mercalli Intensity Scale*, United States Geological Survey, <https://earthquake.usgs.gov/learn/topics/mercalli.php> (dostęp: 14.09.2018).
- Molicki W. (1984), *Wpływ wartości krajobrazowych Odry na kształtowanie nowych osiedli mieszkaniowych Wrocławia*, [w:] *Odra we Wrocławiu*, Ossolineum, Wrocław, s. 77–87.
- Moroi T., Takemura M. (2010), *Mortality Estimation by Causes of Death Due to the 1923 Kanto Earthquake*, „Japan Association for Earthquake Engineering” 4(4), s. 21–45, [https://www.jstage.jst.go.jp/article/jaee2001/4/4/4\\_4\\_21/article](https://www.jstage.jst.go.jp/article/jaee2001/4/4/4_4_21/article) (dostęp: 3.01.2019).
- Mosiej K., Pawłat H., Popek Z. i in. (1992), *Regulacja rzek i obwałowań*, [w:] K. Mosiej, A. Ciepiewski (red.), *Ochrona przed powodzią*, Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty, s. 97–214.
- The Most Dangerous Volcano in the World*, [volcano.oregonstate.edu/most-dangerous-volcano-world-tale-nyiragongo](http://volcano.oregonstate.edu/most-dangerous-volcano-world-tale-nyiragongo) (dostęp: 2.05.2019).
- Mullineaux D.R. (1981), *Hazards from Volcanic Eruptions*, „Geological Survey Professional Paper” 1240-B, s. 87–100.
- Mycielska-Dowgiałło E., Korotaj-Kokoszyńska M., Smolska E. i in. (2001), *Geomorfologia dynamiczna i stosowana*, Wydział Geogr. i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa.
- Nakada S. (2000), *Hazards from Pyroclastic Flows and Surges*, [w:] H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (eds), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, s. 945–955.
- National Earthquake Information Center 2001, *Frequency of occurrence of earthquakes based on observations since 1900. United States Geological survey*, [http://neic.usgs.gov/neis/general/handouts/magnitude\\_intensity.html](http://neic.usgs.gov/neis/general/handouts/magnitude_intensity.html) (dostęp: 4.01.2019).
- Newhall C.G., Punongbayan R.S (eds) (1996), *Fire and Mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, University of Washington Press, Seattle.

- Nihayatul U., Supriyo A., Rinardi H. (2017), *The Eruption of Mount Kelud and Its Impacts in Blitar 1919–1922*, „Indonesian Historical Studies” 1(1), s. 67–77.
- Nowicka B. (2002), *Wpływ urbanizacji na warunki odpływu*, „Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach” 7, s. 77–86.
- Nyka L. (2013), *Architektura i woda – przekraczanie granic*, Wydawnictwo Politechniki Gdańskiej, Gdańsk.
- Olaczek R. (2008), *Skarby przyrody i krajobrazu Polski*, MULTICO Oficyna Wydawnicza, Warszawa.
- Olesiak J. (red.) (2012), *Ramowy program konserwatorski. Propozycja technologicznych prac konserwatorskich na murach zamkowych w Będzinie*, [www.bedzin.bip.info.pl/plik.php?id=29891](http://www.bedzin.bip.info.pl/plik.php?id=29891) (dostęp: 4.02.2019).
- Pancewicz A. (2002), *Rzeka w przestrzeni miejskiej. Próba określenia wzajemnych relacji*, [w:] J. Kultuniak (red.), *Rzeki. Kultura – cywilizacja – historia*, t. 11, Śląsk, Katowice, s. 255–275.
- Pancewicz A. (2004), *Rzeka w krajobrazie miasta*, Wydawnictwo Politechniki Śląskiej, Gliwice.
- Parise M., Vennari C. (2013), *A Chronological Catalogue of Sinkholes in Italy: The first step toward a real evaluation of the sinkholes hazard*, [w:] L. Land, D.H. Doctor, B. Stephenson (eds), *Proceedings of the 13th Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst*, Carlsbad (New Mexico, USA), 6–10 May 2013, National Cave and Karst Research Institute, s. 383–392, <https://pdfs.semanticscholar.org/7feb/47d69d77bbda5e749fa1e3d1e0aaabedac6b.pdf> (dostęp: 15.12.2018).
- Parise M., Ravbar N., Živanović V. i in. (2015), *Hazards in Karst and Managin Water Resources Quality*, [w:] Z. Stevanović (ed.), *Karst Aquifers – Characterization and engineering*, Springer, London, s. 601–688.
- Parkfield Earthquake 2004*, [https://en.wikipedia.org/wiki/Parkfield\\_earthquake](https://en.wikipedia.org/wiki/Parkfield_earthquake) (dostęp: 13.01.2019).
- Pawłowska K. (2007), *Zagospodarowanie dolin rzecznych jako temat prac projektowych kierunku architektura na Politechnice Krakowskiej*, „Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG” 7, s. 312–323.
- Pearce F. (2007), *Earth Then and Now*, Mitchell Beazley, London.
- Petley D. (2010), *Landslides Hazards*, [w:] I. Alcántara-Ayala, A. Goudie (eds), *Geomorphological Hazards and Disaster Prevention*, Cambridge University Press, Cambridge, s. 63–73.
- Pickering K.T., Soh W., Taira A (1991), *Scale of Tsunami-generated Sedimentary Structures in Deep Water*, „Journal of the Geological Society London” 148, s. 211–214.
- Pierce County 2014, *Mount Rainier active volcano*, <http://www.piercecountywa.org/activevolcano> (dostęp: 13.01.2019).
- Pierson T.C., Wood N.J., Driedger C.L. (2014), *Reducing Risk from Lahar Hazards: Concepts, case studies and roles for scientist*, „Journal of Applied Volcanology” 3(16), <https://appliedvolc.biomedcentra.com/articles/10.1186/s13617-014-0016-4> (dostęp: 7.10.2018).
- Podgórski Z. (2004), *Wpływ budowy i funkcjonowania młynów wodnych na rzeźbę i wody powierzchniowe Pojezierza Chełmińskiego i przyległych części dolin Wisły i Drwęcy*, Wydawnictwo UMK, Toruń.



- Podgórski Z. (2008), *Wykorzystanie energii wody w dorzeczu Drwęcy od początku XIX wieku do lat 30. XX wieku na tle Pomorza Nadwiślańskiego*, [w:] W. Marszewski, L. Kozłowski (red.), *Ochrona i zagospodarowanie dorzecza Drwęcy*, Wydawnictwo UMK, Toruń, s. 285–298.
- Popek Z. (2013), *Potrzeby i możliwości zwiększenia retencji powodziowej na obszarach zurbanizowanych*, [w:] B. Więzik (red.), *Prawne, administracyjne i środowiskowe uwarunkowania zagospodarowania dolin rzecznych*, Wyższa Szkoła Administracji, Bielsko-Biała, s. 83–102.
- Poprawa D., Rączkowski W. (2003), *Osuwiska Karpat*, „Przegląd Geologiczny” 51(8), s. 685–692.
- Prabaharan D.J (2002), *Fear of Flying: Assessing the risk of volcanic ash clouds for aviation*, „GIS User” 50, s. 22–23.
- Prater C.S., Lindell M.K. (2000), *Politics of Hazard Mitigation*, „Natural Hazards Review” 1, s. 73–82.
- Prete S.D., Ioving G., Parise M. i in. (2010), *Origin and Distribution of Different Types of Sinkholes in the Plain Areas of Southern Italy*, „Geodinamica Acta” 23(1–3), s. 113–127.
- Prusak Z., Zawadzka-Kahlau E. (2008), *Potential Implications of Sea-Level Rise for Poland*, „Journal of Coastal Research” 24(2), s. 410–422.
- Przewoźniak M. (2001), *Przemiany środowiska przyrodniczego strefy nadmorskiej Pobrzeży Południowobałtyckich w Polsce*, „Prace Geograficzne” 179, s. 169–185.
- Pukowska-Mitka M. (2002), *Cykle węglowe w Górnośląskim Okręgu Przemysłowym*, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Pulina M., Andrejczuk W. (2000), *Kras i jaskinie. Wielka Encyklopedia Geografii Świata*, t. XVII, Wydawnictwo Kurpisz, Poznań.
- Punzet J. (1981), *Zmiany w przebiegu stanów wody w dorzeczu górnej Wisły na przestrzeni 100 lat (1871–1970)*, „Folia Geographica, seria Geogr.-Physica” 14, s. 5–28.
- Racinowski R., Coufal R. (1999), *Geologia inżynierska*, Politechnika Szczecińska, Szczecin.
- Radlicz-Rühlowa H., Wiśniewska-Żelichowska M. (1988), *Podstawy geologii*, Wydawnictwa Szkolne i Pedagogiczne, Warszawa.
- Revision of The World Urbanization Prospects 2014*, <https://www.un.org/en/development/desa/publications/2014-revision-world-urbanization-prospects.html> (dostęp: 26.04.2019).
- Riggio A., Santulin M. (2015), *Earthquake Forecasting: A review of radon as seismic precursor*, „Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata” 56(2), s. 95–114.
- Ritchie D., Gates A. E. (2001), *Encyclopedia of Earthquakes and Volcanoes*, Checkmark Books, New York.
- Rogall H. (2010), *Ekonomia zrównoważonego rozwoju – teoria i praktyka*, Zysk i S-ka, Poznań.
- Rosa B. (1984), *Rozwój brzegu i jego odcinki akumulacyjne*, [w:] B. Augustowski (red.), *Pobrzeże Pomorskie*, Ossolineum, Wrocław–Warszawa–Gdańsk, s. 67–119.
- Rotnicki K., Borzyszkowska W. (1999), *Przyspieszony wzrost poziomu morza i jego składowe na polskim wybrzeżu Bałtyku w latach 1951–1990*, [w:] R.K. Borówka (red.), *Ewolucja geosystemów nadmorskich Południowego Bałtyku*, Wydawnictwo Naukowe Bogucki, Poznań–Szczecin, s. 141–160.

- Rózański S. (1979), *Osadnictwo a środowisko Polski*, PWN, Warszawa.
- Różycki S.Z. (1972), *Nizina Mazowiecka*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 2, *Niż Polski*, PWN, Warszawa, s. 271–317.
- Sabbioni C. (2003), *Mechanisms of Air Pollution Damage to Stone*, [w:] P. Brimblecombe (ed.), *The Effects of Air Pollution on the Built Environment*, London Imperial College Press, s. 63–106.
- San Francisco Earthquake 1906*, [https://en.wikipedia.org/wiki/1906\\_San\\_Francisco\\_earthquake](https://en.wikipedia.org/wiki/1906_San_Francisco_earthquake) (dostęp: 5.01.2019).
- San Francisco Earthquake 1989*, <https://www.history.com/topics/natural-disasters-and-environment/1989-san-francisco-earthquake> (dostęp: 5.01.2019).
- San Juan Parangaricutiro – Church Buried Half in Lava Rock*, <https://unusualplaces.org/san-juan-parangaricutiro-the-church-buried-in-lava/> (dostęp: 13.12.2018).
- Sassa K. (2004), *The International Consortium on Landslides*, „Landslides” 1(1), s. 91–94.
- Scheidegger A.E. (1975), *Physical Aspects of Natural Catastrophes*, Elsevier, Amsterdam.
- Schiavon N. (2007), *Kaolinisation of Granite in an Urban Environment*, „Environmental Geology” 52, s. 399–407.
- Schmincke H.-U. (2004), *Volcanism*, Springer, Berlin.
- Schneider-Skalska G. (2010), *Projektowanie zrównoważone terenów nadrzecznych w miastach*, [w:] B. Więzik (red.), *Prawne, administracyjne i środowiskowe uwarunkowania zagospodarowania dolin rzecznych*, Wyższa Szkoła Administracji, Bielsko-Biała, s. 191–199.
- Scott K.M., Vallance J.W., Kerle N. i in. (2005), *Catastrophic Precipitation-triggered Lahar at Casita Volcano, Nicaragua: Occurrence, bulking and transformation*, „Earth Surface Processes and Landforms” 30, s. 59–79.
- Segar D.A. (1998), *Introduction to Ocean Sciences*, Wadsworth Publishing Company, Belmont.
- Selwitz C. (1990), *Deterioration of the Great Sphinx: An assessment of the literature*, „Antiquity” 64, s. 853–859.
- Shenzhen Landslide 2016*, <https://www.scmp.com/news/china/society/article/1897833/shenzhen-landslide-investigation-must-stand-test-history-senior> (dostęp: 9.05.2019).
- Sichuan Earthquake 2008*, [https://en.wikipedia.org/wiki/2008\\_sichuan\\_earthquake](https://en.wikipedia.org/wiki/2008_sichuan_earthquake) (dostęp: 9.04.2019).
- Sigurdsson H., Carey S., Cornell W. i in. (1985), *The Eruptions of Vesuvius in 79 AD*, „National Geographic Research” 1, s. 332–387.
- Simpson D.W. (1976), *Seismicity Changes Associated with Reservoir Loading*, „Engineering Geology” 10, s. 123–150.
- Skopje Earthquake 1963*, [https://en.wikipedia.org/wiki/1963\\_Skopje\\_earthquake](https://en.wikipedia.org/wiki/1963_Skopje_earthquake) (dostęp: 4.01.2019).
- Ślodziak J. (2012), *Historia planowania i budowy miast*, Wydawnictwo Uniwersytetu Opolskiego, Opole.
- Ślodziak J. (2014), *Rzeka w lokalizacji i przestrzennym rozwoju miasta*, [w:] M. Śliwa (red.), *Problemy i wyzwania w zagospodarowaniu przestrzennym terenów nadrzecznych miast*, Wydawnictwo Uniwersytetu Opolskiego, Opole, s. 47–60.
- Solarek K., Ryńska E.D., Mirecka M. (2016), *Urbanistyka i architektura w zintegrowanym gospodarowaniu wodami*, Oficyna Wydawnicza Politechniki Warszawskiej, Warszawa.

- Solski A. (2016), *Rzeka Odra w Oławie – kierunki rozwoju*, [w:] S. Janiszewski (red.), *Rzeka w mieście*, Fundacja Otwartego Muzeum Techniki, Wrocław, s. 131–140.
- Sperling C.H.B., Cook R.U. (1980), *Salt Weathering in Arid Environments: Experimental investigations of the relative importance of hydration and crystallisation processes, II Laboratory studies*, Bedford College London Papers in Geography 9(45).
- Stanley S.M. (2002), *Historia Ziemi*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Starkel L., Łajczak A. (2008), *Kształtowanie rzeźby den dolin w Karpatach (koryt i równin zalewowych)*, [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, s. 95–106.
- Stecki K. (1978), *Osobliwości, piękno i geneza krajobrazu Polski*, Wydawnictwa Szkolne i Pedagogiczne, Warszawa.
- Stevanović Z. (2015), *Karst Environment and Phenomena*, [w:] Z. Stevanović (ed.), *Karst Aquifers – Characterization and engineering*, Springer, London, s. 19–46.
- Subotowicz W. (1982), *Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski*, Ossolineum, Wrocław.
- Subsidence in Mexico*, <http://geodesy.fiu.edu/MexSubsidence/index.html> (dostęp: 5.03.2019).
- Sunamura T. (2015), *Rocky Coast Processes: With special reference to the recession of soft rock cliffs*, Proceeding of the Japan Academy, Series B, „Physical and Biological Sciences” 91(1), s. 481–500.
- Szafranek E. (2014), *Społeczne funkcje terenów nadrzecznych*, [w:] M. Śliwa (red.), *Problemy i wyzwania w zagospodarowaniu przestrzennym terenów nadrzecznych miast*, Wydawnictwo Uniwersytetu Opolskiego, Opole, s. 61–72.
- Tangshan Earthquake 1976*, [https://en.wikipedia.org/wiki/1976\\_Tangshan\\_earthquake](https://en.wikipedia.org/wiki/1976_Tangshan_earthquake) (dostęp: 3.01.2019).
- Tanguy J.C., Ribière Ch., Scarth A. i in. (1998), *Victims from Volcanic Eruptions: A revised database*, „Bulletin of Volcanology” 60, s. 137–144.
- Tazieff H., Sabroux J.C. (1983), *Forecasting Volcanic Events*, Lange and Springer, Berlin.
- Thompson R.D., Perry A. (eds), 1997, *Applied Climatology, Principles and Practice*, Routledge, London–New York.
- Thouret J.C. (2014), *Volcanic Hazards and Risks: A geomorphological perspective* [w:] I. Alcántara-Alyala, A. Goudie (eds), *Geomorphological Hazards and Disaster Prevention*, Cambridge University Press, Cambridge, s. 13–32.
- Tilling R.I. (2005), *Volcanic Hazards*, [w:] J. Marti, G.J. Ernst (eds), *Volcanoes and Environment*, Cambridge University Press, Cambridge, s. 55–89.
- Tołwiński T. (1948), *Urbanistyka*, t. I, *Budowa miasta w przeszłości*, Wydawnictwo Ministerstwa Odbudowy, Warszawa.
- Tołwiński T. (1963), *Urbanistyka*, t. III, *Zieleń w urbanistyce*, PWN, Warszawa.
- Tōhoku Earthquake and Tsunami 2011*, [https://en.wikipedia.org/wiki/2011\\_Tōhoku\\_earthquake\\_and\\_tsunami](https://en.wikipedia.org/wiki/2011_Tōhoku_earthquake_and_tsunami) (dostęp: 4.01.2019).
- Tölle A. (2010), *Restrukturyzacja miejskich obszarów nadwodnych. Aspekty urbanistyczne, zarządzające i społeczno-kulturowe*, „Biuletyn Instytutu Geografii Społeczno-Ekonomicznej i Gospodarki Przestrzennej UAM”, Seria Rozwój Regionalny i Polityka Regionalna 10.

- Trudgill S.T., Viles H.A., Inkpen R i in. (2001), *Twenty-year Weathering Remeasurements at St Paul's Cathedral, London*, „Earth Surface Processes and Landforms” 26(10), s. 1129–1142.
- Trząski L. (2000), *Idea renaturyzacji miejskiego potoku na przykładzie Ślepiotki (Katowice)*, „Inżynieria Ekologiczna” 1, s. 184–189.
- Tsermegas I. (2006), *Wpływ człowieka na rzeźbę Grecji – wybrane aspekty*, [w:] A. Latocha, A. Traczyk (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym. Metody badań i studia przypadków*, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego Wrocław, s. 51–63.
- Turchinov J.I. (1997), *Litologiczne uwarunkowania rozwoju procesów krasowych w badeńskich gipsach Podkarpacia*, „Przegląd Geologiczny” 45(8), s. 803–806.
- Tyc A. (1989), *Współczesne procesy krasowe w strefie oddziaływania kopalń olkuskiego okręgu rudnego*, „Kras i Speleologia” 6(15), s. 23–39.
- Tyc A. (1997), *Wpływ antropopresji na procesy krasowe na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej (na przykładzie obszaru Olkusz-Zawiercie)*, „Kras i Speleologia” nr spec. 1(97).
- Tyc A. (2008), *Formy rzeźby odziedziczone po speleogenezie – ich znaczenie w ewolucji krasu węglanowego*, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- USGS 2000, *Types and Effects of Volcano Hazards*, United States Department of the Interior, United States Geological Survey, <http://volcanoes.usgs.gov/Hazards/What/hazards.html> (dostęp: 25.08.2018).
- Valdivia Earthquake 1960, [https://en.wikipedia.org/wiki/1960\\_Valdivia\\_earthquake](https://en.wikipedia.org/wiki/1960_Valdivia_earthquake) (dostęp: 4.01.2019).
- Van Diver B. (1985), *Roadside Geology of New York*, Mountain Press Publishing Company, Missoula.
- Vassie P. (1984), *Reinforcement Corrosion and the Durability of Concrete Bridges*, „Proceeding of the Institution of Civil Engineers” 76, s. 713–723.
- Venhuizen H. (2000), *Amfibisch wonen, Amphibions Living*, Rotterdam.
- Wach J. (1987), *Zmiany profilu podłużnego Kłodnicy w wyniku osiadań górniczych*, [w:] T. Szczypek, J. Wach (red.), *Problemy geograficzne górnictwa ostrańskiego regionu przemysłowego*, Oddział Doskonalenia Nauczycieli Katowice, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec, s. 126–130.
- Walker H.J., McGraw M. (2010), *Geomorphology and Coastal Hazards*, [w:] I. Alcántara-Alyala, A. Goudie (eds), *Geomorphological Hazards and Disaster Prevention*, Cambridge University Press, Cambridge, s. 129–144.
- Waltham T., Bell F., Culshaw M. (2005), *Sinkholes and Subsidence*, Chichester, Springer-Praxis.
- Wang H.M., Wang Y., Jiao X. i in. (2014), *Risk Management of Land Subsidence in Shanghai*, „Desalination and Water Treatment” 52/4–6, s. 1122–1129.
- Warnaars E., Larsen A.L., Jacobsen P. i in. (1999), *Hydrologic Behavior of Stormwater Infiltration Trenches in a Central Urban Area During 2<sup>3</sup>/<sub>4</sub> years of Operations*, „Water Science and Technology” 39, s. 217–224.
- Warrick R.A. (1979), *Volcanoes as Hazards: An overview*, [w:] P.D. Sheets, D.L. Grayson (eds), *Volcanic Activity and Human Ecology*, Academic Press, New York, s. 161–194.
- Wasting La Conchita 2005, <https://web.csulb.edu/depts/geology/facultypages/bperry/Mass%20Wasting/LaConchita.htm> (dostęp: 4.01.2019).

- Wedekind W., Ruedrich J. (2006), *Salt-weathering, Conservation Techniques and Strategies Protect the Rock Cut Facades in Petra/Jordan*, [w:] R. Fort, A. de Buergo, M. Gomez-Heras, C. Vazquez-Calvol (eds), *Haritage, Weathering and conservation*, Taylor & Francis, London, s. 261–267.
- Wedekind W., Ruedrich J., Siegesmund S. (2011), *Natural Building Stones of Mexico-Tenochtitlán: Their use, weathering and rock properties at the Templo Mayor Palace Heras Soto and Metropolitan Cathedral*, „*Environmental Earth Sciences*” 63, s. 1787–1798, doi:10.1007/s12665-011-1075-z
- Whittow J. (1980), *Disasters: The anatomy of environmental hazards*, Pelican, Harmondsworth.
- Wibig J. (2012), *Klimat Polski. Zmiany współczesne i perspektywy na przyszłość*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Wieczorek G.F., Larsen M.C., Eaton L.S. i in. (2001), *Debris-flow and Flooding Hazards Associated with the December 1999 Storm in Costal Venezuela and Strategies For Mitigation*, U.S. Geological Survey Open File Report 01-144, <http://pubs.usgs.gov/of/2001/ofr-01-0144/> (dostęp: 14.08.2018)
- Więzik B. (2010), *Wpływ zagospodarowania międzywala na zagrożenie powodziowe*, [w:] B. Więzik (red.), *Prawne, administracyjne i środowiskowe uwarunkowania zagospodarowania dolin rzecznych*, Wyższa Szkoła Administracji, Bielsko-Biała, s. 227–242.
- Wilimzig, M., Bock, E. (1996), *Attack of Mortar by Bacteria and Fungi*, [w:] E. Heitz, H-C. Flemming, W. Sand (eds), *Microbially Influenced Corrosion of Materials – Scientific and engineering aspects*, Springer, Heidelberg, Berlin, s. 311–322.
- Williams R.G., Moore J.G. (1983), *Man Against Volcano: The eruption on Heimaey, Vestmannaeyjor, Iceland*, USGS, <https://pubs.usgs.gov/gip/heimaey/heimaey.pdf> (dostęp: 14.08.2018).
- Witt A., Borówka R.K. (1997), *Rzeźba Powierzchni Ziemi. Wielka Encyklopedia Geografii Świata*, tom VI, Wydawnictwo Kurpisz s.c., Poznań.
- Wojnarowska A. (2011), *Rewitalizacja zdegradowanych obszarów miejskich. Przykłady praktyczne*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Wołoch F., Gaczek M. (2016), *Źródła soli w murach i tynkach budynków*, „*Nauka i Budownictwo*” 10, s. 90–93.
- Wood R.M. (1986), *Earthquakes and Volcanoes*, Mitchell Beazley, London.
- Wójcik J. (2002), *Wpływ antropopresji na wody powierzchniowe w obszarze silnie uprzemysłowionym na przykładzie Wałbrzycha*, „*Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach*” 7, s. 173–181.
- Wrzosek A. (1976), *Rozważania nad położeniem i rozwojem przestrzennym miast nadrzecznych*, „*Przegląd Geograficzny*” t. XLVIII, 4, s. 649–655.
- Wyżga B. (2003), *Współczesne wcinanie się rzek polskich Karpat – przyczyny, przebieg i skutki*, [w:] J. Lach (red.), *Dynamika zmian środowiska geograficznego pod wpływem antropopresji*, Akademia Pedagogiczna, Kraków, s. 161–167.
- Youd L., Keefer D.K. (1981), *Earthquake-Induced Ground Failures*, [w:] *Facing Geologic and Hydrologic Hazards. Earth-science considerations*, Geological Survey Professional Paper 1240-B, s. B16–B31.
- Zawadzka-Kahlau E. (1999), *Tendencje rozwojowe polskich brzegów Bałtyku południowego*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk.



Zador M. (1992), *Experience with Cleaning and Consolidating Stone Facades in Hungary*, [w:] R.G.M. Webster (ed.), *Stone Cleaning and the Nature, Soiling and Decay Mechanisms of Stone*, Donhead, London, s. 146–152.

Zygmunt-Rubaszek J. (2010), *Na styku miasta i rzeki: uwagi o zagospodarowaniu terenów nadrzecznych we Wrocławiu i Głogowie*, „Architektura Krajobrazu” 4, s. 37–45.

### Strony internetowe

[danielafrique.canalblog.com/albums/rwanda/photos/10890815-goma\\_frontiere\\_du\\_rwanda\\_coulee\\_de\\_lave.html](http://danielafrique.canalblog.com/albums/rwanda/photos/10890815-goma_frontiere_du_rwanda_coulee_de_lave.html)

<http://www.piercecounywa.org/activevolcano>

<https://activerain.com/blogsview/1568474/fire-island-summer-vacation---a-world-all-its-own>

<https://earthobservatory.nasa.gov/images/45329/landslide-in-zhouqu-china>

<https://earthquake-raport.com/2018/07/07/volcano-news-archive-nr-22/>

[https://en.wikipedia.org/wiki/Nungay\\_Peru](https://en.wikipedia.org/wiki/Nungay_Peru)

<https://habitat.com/seoul-recovers-a-lost-stream-transforms-it-into-an-urban-park/>

<https://heraldodemexico.com.mx/cdmx/edificio-cruje-y-se-hunde/>

<https://landslides.usgs.gov.nlic/>

<https://leganerd.com/2011/04/07/plymouth-monserrat-foto-dalla-zona-proibit/>

<https://watercentral.wordpress.com/category/mexico-city/>

<https://www.japantimes.co.jp/news/2017/03/11/national/22-new-seawalls-finished-areas-hit-2011-tsunami/#.XTCxfZuJPY>

<https://www.nytimes.com/2012/10/30/nyregion/storm-overwhelms-atlantic-city.html>

<https://www.trisavvy.com/water-club-at-borgata-atlantic-city-2251172>

<https://www.trojmiasto.pl/wiadomosci/Sopot-wiatr-przesypal-piasek-do-Parku-Polnocnego-n122198.html>

<https://www.usgs.gov/media/images/2005-landslide-conchita-ca>

[pzitb.superhost.pl/wordpress/index.php/wyjatkowe-miejsca-i-objekty/wapno-kopalnia-soli/](http://pzitb.superhost.pl/wordpress/index.php/wyjatkowe-miejsca-i-objekty/wapno-kopalnia-soli/)

[subrogationrecoverylowblog.com/2013/03/07/the-dangers-of-sinkholes/](http://subrogationrecoverylowblog.com/2013/03/07/the-dangers-of-sinkholes/)

[www.futurity.org/salt-buildings-weathering-763082/](http://www.futurity.org/salt-buildings-weathering-763082/)

[www.irishtimes.com/news/world/europe/chaos-reigns-in-italy-as-efforts-continue-to-find-survivors-1.2767363](http://www.irishtimes.com/news/world/europe/chaos-reigns-in-italy-as-efforts-continue-to-find-survivors-1.2767363)

[www.pineshistory.org/michael-kors-celebrity-history/](http://www.pineshistory.org/michael-kors-celebrity-history/)

[www.voanews.com/a/devastating-tsunami-strikes-northeastern-japan](http://www.voanews.com/a/devastating-tsunami-strikes-northeastern-japan)

[www.wovo.org/dir-contents.htm](http://www.wovo.org/dir-contents.htm)